



ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

М.Г. Леонов

**Тектоника  
консолидированной  
коры**

НАУКА



ЛЕОНОВ  
МИХАИЛ ГЕОРГИЕВИЧ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
GEOLOGICAL INSTITUTE



TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

---

Founded in 1932  
Vol. 575

M.G. Leonov

**TECTONICS  
OF THE CONSOLIDATED  
CRUST**



MOSCOW NAUKA 2008

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

---

Основаны в 1932 году  
Вып. 575

М.Г. Леонов

**ТЕКТОНИКА  
КОНСОЛИДИРОВАННОЙ  
КОРЫ**



МОСКВА НАУКА 2008

УДК 551.24  
ББК 26.3  
Т78

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук *Ю.О. Гаврилов*

Редакционная коллегия:  
*М.Г. Леонов* (главный редактор), *М.А. Ахметьев*,  
*Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев*,  
*Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*,  
*М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:  
доктор геолого-минералогических наук *С.Ю. Колодяжный*,  
член-корреспондент РАН *Е.В. Скляр*ов

**Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН. – М. : Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М. : Наука, 1964 – . – ISSN 0002-3272.**

**Вып. 575 : Тектоника консолидированной коры / М.Г. Леонов ; [отв. ред. Ю.О. Гаврилов]. – 2008. – 457 с. – ISBN 978-5-02-035780-8 (в пер.).**

В монографии рассмотрен широкий спектр вопросов, связанных с изучением консолидированного слоя земной коры в пределах молодых и древних платформ, складчатых поясов, срединных массивов, внутриконтинентальных орогенов. Дан обзор представлений о консолидированной коре; сформулированы понятия «консолидированная кора» и «фундамент»; описаны механизмы структурно-вещественной переработки пород фундамента на плитной стадии развития и в период тектонической активизации; предложены модели геодинамической эволюции крупных геоструктур земной коры. Выявлены закономерности структурно-вещественной и геодинамической эволюции консолидированной коры континентов; установлены формы проявления тектонических движений и образования специфических структурных ансамблей; показаны механизмы формирования новых объемов гранитно-метаморфического слоя; предложена модель формирования коллекторов УВ сырья в кристаллических толщах фундамента. Книга является первым капитальным трудом по тектонике консолидированной коры и не имеет аналогов ни в отечественной, ни в зарубежной литературе.

Для широкого круга специалистов в области общей геотектоники и геодинамики.

Темплан 2007-II-208

ISBN 978-5-02-035780-8 (в пер.).

- © Геологический институт РАН, 2008
- © Леонов М.Г., 2008
- © Российская академия наук и издательство «Наука», продолжающееся издание «Труды Геологического института РАН» (разработка, оформление), 1932 (год основания), 2008
- © Редакционно-издательское оформление. Издательство «Наука», 2008

## ВВЕДЕНИЕ

In the book a wide spectrum of the questions connected to study of the consolidated Earth's crust within the limits of young and ancient platforms, folded belts, crystallin massifs, and intracontinental orogens, is considered. A historical review of representations about the consolidated crust is given; concepts of «the consolidated crust» and «basement» are formulated; mechanisms of the structural-material processing of the basement rock masses on the plate stages and during tectonic activation are described; models of geodynamic evolution of some large regions are offered. On the basis of the concrete geostructures study and their comparative analysis the characteristic features of the structural-material and geodynamic evolution of the consolidated crust of continents are revealed. The new positions concerning the form of tectonic movements, formations of specific regional structural ensembles, and also the formation of sialic layer of new volumes are formulated. A model of hydrocarbonic collectors formation into the crystalline basement is proposed. The book is the first capital work on tectonics of the consolidated crust and has no analogues either in domestic, or in foreign literature. It is intended for a wide range of experts on geotectonics and geodynamics, professors of high schools, post-graduate students and students.

Начало этому исследованию положило необычное наблюдение, сделанное мной во время полевых работ в районе Гиссарского хребта. Выходя после многодневного маршрута в долину р. Майхуры, мы расположились на цокольной террасе, сложенной кристаллическими сланцами. Вдруг раздался глухой рокот, в глубине ущелья посыпались камни, и мы все – было нас четверо – потеряли на мгновение ориентировку в пространстве, а когда все стихло и мы опомнились, стало ясно – землетрясение! Мы замерли в ожидании афтершоков, но произошло удивительное – по поверхности террасы прошла волна высотой 20–30 см – совершенно бесшумно, и земная твердь на мгновение превратилась в пластичную субстанцию – иначе как бы она могла образовать волнообразные изгибы? А еще через мгновение поверхность террасы опять стала плоской и абсолютно ровной. И никаких следов деформации! Это явление показалось мне странным, и далеко не сразу я понял его фундаментальный смысл.

Несколькими годами позже в одной из книг знаменитого вулканолога Гаруна Тагиева я встретил описание аналогичного явления. На территории США, в подземном бункере одной из сейсмических станций, кинокамерой, работающей в автоматическом режиме, во время землетрясения было зафиксировано волнообразное движение поверхности бетонного пола. После-

дующее изучение бетона не выявило каких-либо видимых нарушений его сплошности.

Сопоставление этих двух наблюдений заставляло задуматься о механизмах объемной подвижности горных масс, в том числе кристаллических твердых пород, которые (механизмы) могли бы обеспечить изменение формы геологических тел и изгибание их поверхностей без видимых нарушений сплошности, т.е. пластическое поведение деформируемых объемов. Предварительный анализ литературных данных (ссылки будут приведены чуть ниже) показал, что для такого вывода имеются реальные предпосылки, и основа их заложена в работе Э. Аргана «Тектоника Азии», в которой он еще в 1922 г. показал возможность интерпретации тектонической эволюции огромного региона с позиций объемного пластического течения. В начале 90-х г. XX в. нами были начаты целенаправленные исследования в этом направлении, которые привели к созданию в Геологическом институте РАН специализированной – единственной в России и не имеющей аналогов в других странах – лаборатории, исследования которой направлены на изучение закономерностей тектоники консолидированной коры и связаны с постановкой и решением целого ряда фундаментальных проблем геодинамики консолидированного слоя Земли.

При этом, приступая к изучению тектоники консолидированного слоя земной коры и впоследствии при написании этой книги, я руководствовался замечательными словами великого ученого Эмиля Аргана, сказанными им в докладе на Международном геологическом конгрессе 1922 г. Слова эти во многом не потеряли своего значения и по сей день, и я привожу их здесь вместо эпиграфа (курсив мой. – М.Л.).

*«Объемы, поверхности, линии, одним словом – структуры, с которыми мы имеем дело в тектонике, составляют лишь часть этой дисциплины. Нельзя забывать о движении, создавшем и создающем эти структуры. Мы охотно сказали бы, что есть тектоника статическая и тектоника в движении (динамическая).*

*Первая – это искусство определить состояние структур. Для этого нужны только хорошо сделанные наблюдения, дополненные... хорошими сравнениями и хорошими иллюстрациями. Остановленная, фотографирующая определенное состояние структур, эта тектоника не смогла бы существовать самостоятельно, так как процессы, породившие структуры, никогда не прекращались и продолжают существовать и в наше время.*

*Динамическая тектоника определится, соответственно, как непрерывная история деформаций планеты, история, в которой все факты свяжутся в единое, без пропусков, целое. Этот идеал неосуществим, но к нему будут еще долгое время приближаться, если только тектонические структуры будут действительно всемерно исследоваться всюду, где это возможно, и если искусство увидеть за ними движение, искусство самое сложное и тонкое, будет правильно применяться. Вы не можете видеть движение так, как вы видите структуру, т.е. в виде осязаемого со всех сторон трехмерного явления. Это движение надо воссоздать мысленно, воссоздать так, чтобы исторически связать сохранившиеся доказательства процесса и, наконец, подсказать его образом.*

*В этой работе (работе Э. Аргана – М.Л.) речь будет идти, скорее, о конкретной тектонике нежели об орогенических теориях... том роде построений, где стараются заключить в точные формулы слишком богатый материал, низводя к простейшим физическим законам безграничное и так плохо познанное движение структурных элементов.*

*Наше, более ограниченное стремление – дать схему статической тектоники и дать возможность увидеть тектонику в движении. Мы не претендуем на то, чтобы свести тектонику к физике – это дело будущего. Мы хотим только вызвать, поскольку это позволяют громадные еще пробелы в знаниях, образы форм в движении и их историю, еще очень и очень неполную» (цитируется по [Арган, 1935]).*

Значительная часть жизни континентальных геоструктур со сформированной консолидированной корой (прежде всего, молодых и древних платформ и срединных массивов) приходится на стадию формирования чехла и «постчехольную» стадию, т.е. на время относительно спокойного тектонического режима, который может нарушаться и нарушается в периоды внутрикратонной активизации. Геодинамика платформ на этих этапах отражена в серии моделей глубинных процессов, рефлектором которых на поверхности служат объекты крупномасштабной блоково-разрывной или пликативной тектоники. Поведение кристаллического фундамента древних платформ или складчато-метаморфического основания молодых платформ и орогенов в периоды формирования чехла, постплатформенной активизации и внутриплатформенного тектогенеза долгое время не привлекало должного внимания и оставалось как бы «за кадром». Недостаточно изученными остаются и механизмы структурно-вещественной переработки пород, обеспечивающие внутреннюю подвижность основания платформ и внутриконтинентальных подвижных поясов на условно жесткой стадии их существования.

В то же время имеются факты, показывающие, что фундамент платформ не является абсолютно жестким. И на платформенном этапе он обладает значительной подвижностью, а породы основания в процессе активизации испытывают существенные структурные и структурно-вещественные преобразования.

Проблема поведения фундамента и системы «фундамент–чехол» лишь обозначена в ряде работ [Ажгирей, 1966; Гогель, 1969; Дербилов, 1958; Паталах, 1971; Рутген, 1972; Hudson, 1955; и др.], но целенаправленных работ, посвященных этому вопросу, вплоть до последнего времени практически не проводилось. Вопрос оставался открытым как на концептуальном уровне (общая парадигма геодинамики процесса), так и на уровне выявления конкретных механизмов структурно-вещественного преобразования горных масс, связанных с активизацией платформенного фундамента. Однако в последние годы интерес к проблемам тектоники консолидированной коры возрос и появилась серия работ на эту тему [Бероуш, 1991; Зыков, 2001; Колодяжный, 1998, 1999<sub>1,2</sub>, 2000; Леонов М., 1991, 1993, 1997, 1999, 2004; Леонов М., Леонов Ю., 2002; Складаров и др., 1997; Сомин, 1994, 1998; и др.].

Понимание тектоники фундамента и консолидированной коры в целом и ее значения в процессе тектогенеза зависит от решения трех основных во-

просов: 1 – обладают ли породы фундамента (складчато-метаморфического основания) различных геоструктур Земли внутренней подвижностью на условно жесткой стадии своего существования? 2 – если горные породы цоколя обладают такой подвижностью, то происходят ли реальные структурные или структурно-вещественные преобразования этих горных масс, или деформация может быть описана простыми внешними формами типа блоковых движений по разломам или пологих изгибов большого радиуса кривизны? 3 – если процесс тектонической активизации консолидированного слоя земной коры сопровождается структурно-вещественными преобразованиями пород основания, то каковы формы и механизмы этих преобразований?

Решение перечисленных вопросов важно не только само по себе, но и в контексте концепции реологической и структурной расслоенности континентальной литосферы, суть которой заключена в допущении стратификации литосферы по реологическим (механическим) свойствам [Пейве и др., 1986; Пушаровский и др., 1989; Тектоническая..., 1980, 1982, 1990]. Как следствие реологической расслоенности формируется расслоенность тектоническая, выраженная в комплексе структур, свойственных как покровно-складчатым областям, так и современным океаническим пространствам и переходным зонам «океан–континент» [Лобковский, 1988; Николаевский, Шаров, 1965; Пейве и др., 1986; Пушаровский и др., 1985; Разницын, 1989; Руженцев, 1980; и мн. др.]. В последнее время идеи о реологической и структурной расслоенности привнесены в тектонику платформ [Леонов Ю., 1993, 1997; Пушаровский и др., 1991]. Анализ данных о расслоенности земной коры континентальных платформ приведен в соответствующих разделах монографии, где на основании геофизических, петрологических и реологических характеристик нижнекоровые горизонты проинтерпретированы как мобильные, пластичные и наиболее тектонически активные горизонты континентальной литосферы [Артюшков, 1969, 1978, 1993; Гарецкий, Клушин, 1989; Иванов, Иванов, 1996; Лобковский, 1988; Шаров, 1987; Шаров, Гречишников, 1982; Pinet, Colletta, 1990]. В пределах именно этого слоя могут возникать крупномасштабные срывы, вязкие разломы, зоны пластического течения, относительное проскальзывание литопластин [Леонов Ю., 1993, 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000; Лобковский, 1988; Dary et al., 1990; Dunbar, Sawyer, 1989]. Поскольку подобные, не менее масштабные астенослои присутствуют и на других глубинных уровнях, поставлен вопрос о значительной роли латеральных перемещений вещества литосферы в платформенном (внутриплитном) тектогенезе [Леонов Ю., 1991; Пушаровский и др., 1991]. Пластичному поведению нижнего «сейсмически непрозрачного» слоя отведена роль одного из ведущих факторов внутриплитной тектоники [Артюшков, 1978, 1993; Грачев, 1987; Леонов Ю., 1997; Dary et al., 1990; Pinet, Colletta, 1990; и др.].

Таким образом, имеются все основания полагать, что нижние горизонты земной коры обладают значительной внутренней подвижностью. Но признание пластичного поведения земной коры обычно ограничивается нижнекоровым, реже среднекоровым [Иванов, 1998] уровнями и при этом принимается, что слои пониженной вязкости по своему поведению отличаются от смежных с ними более прочных и хрупких слоев верхней коры. Нижняя кора рассматривается в качестве области относительно однородного пла-

стического течения, а верхняя – как область преимущественно хрупких деформаций [Гинтов, Исай, 1988; Шаров, Гречишников, 1982]. Теоретическая возможность тектонической расслоенности, по-видимому, не отрицается никем, и получено много геологических доказательств такой расслоенности в пределах подвижных поясов и дна современных океанов. Реологически расслоенные пакеты литопластин, в том числе и мантийных [Денисова, 1990; Щербаков, 1990; Nicolas, 1978], выведенных на поверхность Земли, подтверждают это умозаключение [Пейве и др., 1986; Пушаровский и др., 1991; Разницин, 1989; Руженцев, 1980]. Однако реальных доказательств существования реологической и структурной расслоенности в пределах платформенной литосферы чрезвычайно мало, как и мало фактурных наблюдений, показывающих необходимую в этом случае подвижность горных масс фундамента.

Но если расслоенность корового слоя реальна и если существует его внутренняя объемная латеральная подвижность, то, вероятно, эти закономерности глубинного строения и поведения вещества должны быть отражены в поверхностных явлениях и структурах. Более того, движение вещества не может осуществляться без соответствующих структурных или структурно-вещественных преобразований горных пород. Следовательно, должны существовать и объекты, в строении которых тем или иным способом зафиксированы эти процессы.

Но, предвосхищая изложение фактического материала и обоснование выводов, обратимся к анализу понятий «консолидированная кора» и «фундамент», т.е. собственно к определению объекта исследования, которое было дано нами ранее [Леонов М., Леонов Ю., 2002], что в значительной мере упростит понимание основного содержания книги.

Первое определение понятия «земная кора» было дано в 1835 г. Ч. Ляйелем, который рассматривал ее как поверхностные, доступные прямому наблюдению части нашей планеты. Позднее (например, в работах Дж. Дена и А. Гейки) в представление о земной коре были внесены элементы историко-геологического содержания: она рассматривалась как совокупность горных масс, охлажденных в процессе эволюции Земли. Но, по существу, понятие «земная кора» приобрело определенность только после того, как в 1909 г. А. Мохоровичич открыл раздел, названный его именем (сокращенно поверхность «М»), который характеризуется резким, скачкообразным изменением скорости распространения сейсмических волн. С тех пор, несмотря на полемику по некоторым деталям (В. Беньофф, А. Бёрч, Б. Гутенберг, Р.М. Деменицкая и др.), принимается, что «земная кора» включает все осадочные и кристаллические породы, лежащие выше поверхности М.

Позднее появилось представление о консолидированной коре как о самостоятельной геологической оболочке. Оно восходит, по-видимому, к работам Э. Аргана, который называл породы фундамента «отвердевшими» (франц. *indurees*), поскольку они приобрели известную жесткость и потеряли возможность подвергаться складчатым деформациям. Г. Штилле [1964] определял консолидированную (кратонизированную) кору как объемы литосферы, утратившие способность к альпинотипному преобразованию, акцентируя внимание на одном из главных свойств консолидиро-

ванной коры – невозможности проявления в ней масштабной эпидермальной тектоники (английский эквивалент «thin-skinned tectonics»). В то же время Г. Штилле подчеркивал, что консолидированной коре свойственны особые механизмы структурообразования, связанные с тектоникой разрыхления (нем. Locketektonik). Несколько позже, подчеркивая, как и Г. Штилле, структурные и реологические особенности кристаллической части земной коры, Ж. Гогель [1969] показал, что нужно различать «тектонику чехла» (tectonique de la couverture) и «тектонику фундамента» (tectonique du socle). Таким образом, возникли два термина: «фундамент» и «консолидированная кора», и в настоящее время бытует множество разнообразных определений этих понятий [Тектоника..., 1976]. Тем не менее, единодушие в их понимании до определенной степени все же существует.

В современной геологической литературе консолидированная кора – это, в сущности, обозначение совокупности комплексов горных пород, претерпевших складчатость, метаморфизм и гранитизацию; этот процесс, словесно не слишком четко формализованный, но, тем не менее, понятный по сути, называют консолидацией (а также кратонизацией), связывая с ней представление о переходе от условий (режима) подвижного пояса (в прежних терминах – геосинклинали) к условиям (режиму) платформы. В соответствии с этим, неотъемлемым свойством консолидированной коры принято считать наличие в ее составе «гранитно-метаморфического» слоя [Хаин, Ломизе, 1995]. Осадочный чехол в консолидированную кору, понятно, не входит.

Термин «консолидированная кора» употребляется широко, особенно геофизиками. Последние применяют его в наиболее конкретном смысле, но главным образом в связи с идентификацией кровли консолидированной коры, как одной из наиболее четких сейсмических (и вообще физических) границ; что касается определения объема консолидированной коры в целом, то этот вопрос чаще остается за кадром.

Между тем, представления о земной коре за последние 10–20 лет сильнейшим образом изменились, и это имеет прямое отношение к пониманию термина «консолидированная кора» (здесь речь идет только о континентальной коре; вопросы, связанные с океанической корой, в работе практически не рассматриваются). Долгое время модель континентальной коры основывалась на представлении о двух слоях – базальтовом и гранитном. Затем к этим названиям стали относиться как к условным, появилось, в частности, более осторожное выражение: слои с «базальтовыми» и «гранитными» скоростями. Эта модель не оспаривается как первое приближение, но она нуждается в корректировке с учетом новой информации.

Из числа новых элементов, частью доказанных, частью гипотетичных, но вытекающих из данных наблюдений, отметим следующие.

– Выявлено сложное тектоническое строение коры на всех уровнях; стиль структуры, который в генерализированном (это надо подчеркнуть) виде идентифицируется как покровно-надвиговый, может распространяться на всю глубину коры, как это показывают, в частности, результаты работ по проекту «Литопроба» на территории Канадского щита и Канадских

Кордильер, по профилю Кемь – Калевала на Балтийском щите [Минц и др., 2001] и др.

– Установлена подвижность коровых комплексов, их способность к деформированию и даже тектоническому течению на всех этапах развития, включая периоды относительно стабильных внутриплитных режимов. Исследования последних лет показали, что в процессе «консолидации» горные породы изменяют свои структурно-реологические свойства, и значительные их объемы приобретают способность к тектоническому течению в твердом состоянии – к так называемой реидной деформации [Кинг, 1967; Леонов М., 1997, 1999; и др].

– Выделена нижняя кора, отмеченная в сейсмических полях в виде слоя с горизонтальными отражающими площадками («отражающая нижняя кора»), который интерпретируется как тектонически особенно подвижный слой коры с возможностью пластического течения вещества [Лобковский, 1988; Леонов Ю., 1991, 1997].

– Получены основания для интерпретации раздела М – границы коры и мантии в виде горизонта срыва, служащего базовой поверхностью для коровой структуры в целом или, во всяком случае, для большинства коровых структур; наклонные разрывы с приближением к этому разделу чаще выполаживаются и сливаются с ним или обрываются, не продолжаясь в мантию; лишь небольшая их часть продолжается ниже этого раздела [Леонов Ю., 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000].

– Показана реальность явления, названного вертикальной аккрецией, заключающегося в переходе пород из одной оболочки в другую в результате структурно-метаморфических преобразований и магматизма и изменения физических (петрофизических) свойств; это ведет к изменению, чаще наращиванию, мощности консолидированной коры и смещению ее границ в вертикальном разрезе [Вертикальная..., 2002; Колодяжный, 1999; Колодяжный и др., 1996; Леонов М., 2000, 2004; Леонов М., Колодяжный, 1998; Леонов М. и др., 2000].

Именно обоснованию большинства этих положений и посвящена предлагаемая работа.

Перечисленные характеристики указывают, помимо значительной подвижности консолидированной коры, на ее относительное единство в том смысле, что следствия процессов, обобщенно называемых консолидацией (см. выше), распространены во всей коре вплоть до ее наиболее глубоких уровней. Поэтому представляется правильным применять данный термин «консолидированная кора» ко всей толще континентальной земной коры за вычетом осадочного чехла. Консолидированная кора рассматривается как оболочка, имеющая подошву и кровлю и отличающаяся по вещественному составу, строению и физическим параметрам от перекрывающих (плитный чехол) и подстилающих (породы верхней мантии) образований литосферы. Кроме того, сказанное выше позволяет определить консолидированную кору не только как «вещественную» оболочку, но и придать ей определенные реологические характеристики, что, кстати, отражено в приведенных выше высказываниях Э. Аргана, Ж. Гогеля и Г. Штилле.

Но если вопрос о том, что называть консолидированной корой, относится больше к области терминологии и может быть решен (несмотря на имеющиеся неясности и противоречия) относительно просто, то принципы выделения, природа ее нижней и верхней границ требуют специального анализа. Здесь же полезно определиться с предлагаемой логикой подхода к идентификации верхней границы консолидированной коры, т.е. границы фундамента (как верхней части консолидированной коры) и осадочного чехла.

Применение разных подходов к разграничению пород осадочной оболочки и подстилающих их «консолидированных» образований приводит к двойственности в изображении моделей строения пограничных частей разреза и интерпретации их тектонической природы. Существуют два главных варианта подходов: (а) историко-геологический и (б) физический (геофизический).

Историко-геологический подход опирается либо на формационный, либо на структурно-магматический анализ; последний основан на выделении этапов тектономагматической переработки. Последовательное применение формационного и структурно-магматического анализов позволяет расшифровать полную историю формирования изучаемого участка коры, наметить последовательность тектонических режимов (или геодинамических обстановок) и, в идеале, представить модель его строения в соответствующих терминах.

Физический (геофизический) принцип использует данные о физических параметрах пород и, прежде всего, данные об особенностях прохождения сейсмических волн.

Каждый из подходов отражает приоритетные для конкретной задачи характеристики строения и (или) эволюции земной коры. Их применение в простых случаях – при «нормальном» осадочном чехле, резко несогласно лежащем на кристаллическом фундаменте – приводит к одинаковому результату. Но при более сложных соотношениях, обусловленных более сложной тектонической историей, модели строения, полученные с использованием разных подходов, получаются разные. Границы фундамента и консолидированной коры, определяемые на основании скоростных свойств горных пород, не всегда совпадают с историко-геологической (формационной) сменой породных комплексов.

Это в особенности типично, по крайней мере, для двух случаев. При этом конкретные ситуации в каждом из них могут варьировать.

Первый случай – когда за счет вертикальной аккреции происходит переход пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по (геологическим) условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их новых физических характеристик. Это явление для случаев перехода нижних горизонтов чехла в состав фундамента (в состав консолидированной коры) в результате изменения петрофизических свойств пород, подробно рассматривается в следующем разделе.

Второй случай – когда уже после завершения развития складчатого пояса и образования складчатого фундамента, имеют место повторные эпизоды тектонической и/или магматической активизации. Они маркируются комплексами пород с промежуточными свойствами, отличающими их и от кристаллического фундамента и от осадочного чехла. Такие промежуточ-

ные, или переходные, комплексы имеются почти на всех платформах; наиболее широко они развиты на молодых платформах, где были впервые выделены и описаны. На эту ситуацию, естественно, может накладываться структурная и метаморфическая переработка пород промежуточного комплекса, вызывающая их вхождение в состав консолидированной коры (фундамента), т.е. процесс вертикальной аккреции.

В свете сказанного, не только граница фундамент – чехол, но и понятия «консолидированная кора» и «фундамент» могут получать неоднозначное толкование. Тела с «промежуточными» скоростными характеристиками, соответствующие упомянутым выше промежуточным комплексам, которые часто фиксируются между фундаментом и чехлом, дали повод к выделению (прежде всего по геофизическим данным, но в основном оправданно и с точки зрения геологии) не только этого «промежуточного» слоя, но и двух разновидностей фундамента: «складчатого» и «кристаллического» (консолидированной коры) [Шлезингер, 1974, 1995].

Что касается соотношения консолидированной коры и «кристаллического фундамента», то последним термином обозначается неопределенная по толщине верхняя часть консолидированной коры, располагающаяся непосредственно под осадочным чехлом или промежуточным комплексом в обозначенном выше смысле (или выходящая на дневную поверхность) (рис. 0.1, см. вклейку). Об определении нижней границы фундамента говорить трудно, а скорее всего, и бессмысленно. Хотя в чисто умозрительном плане можно считать, что фундамент продолжается вниз до тех пор, пока в нем сохраняются признаки, или, по крайней мере, следы, его «первичной» инфраструктуры. Но в соответствии со сказанным ранее, это, возможно, будет, по крайней мере на некоторых участках, вся консолидированная кора.

## **ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ, УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ В ТЕКСТЕ**

Источники: [Ажгирей, 1966; Борукаев, 1996, 1997; Вертикальная..., 2002; Геологический..., 1973<sub>1,2</sub>; Гольдин, 2002; Денис, 1971; Добрецов, 1980; Земля..., 1974; Кинг, 1967; Кузьмин 1999, 2004; Леонов М., 2001, 2002; Леонов М. и др., 1995; Леонов М., Леонов Ю., 2002; Леонов Ю., 1997; Леонов Ю., Перфильев, 2000; Лукьянов, 1991, 1999; Никола, 1992; Паталаха и др., 1995; Пуцаровский и др., 1980, 1988; Рейнер, 1947; Розен, Федоровский, 2001; Соколов, 1992; Тектоническая..., 1980; Толковый..., 1977, 1978, 1979; Хаин, Ломизе, 1995; Carey, 1954; Jaeger, Nagel, 1992; Keller et al., 1990; Leonov M., Kozhukharova, 1992; Thompson, McCarthy, 1990].

*Аверплейтинг (надслаивание; англ. overplating, overaccretion)* – наращивание верхней части консолидированной коры за счет вхождения в ее состав отложений вулканогенно-осадочного чехла, переработанного структурно-метаморфическими процессами.

*Аккреция (наращивание; англ. accretion)* – процесс наращивания разреза за счет вертикального оседания частиц; расширение континентальной суши под влиянием природных сил (continental accretion); в тектонике термин используется для обозначения горизонтального (аккреция латеральная) и вертикального (аккреция вертикальная) наращивания земной коры.

*Аккреция вертикальная* – в тектонике – прогрессивное наращивание по вертикали консолидированной коры и (или) изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих физико-химическое взаимодействие различных оболочек и слоев Земли [Вертикальная..., 2002]. Осуществляется в результате перехода пород из одной оболочки литосферы в другую в результате их структурно-вещественных (физико-химических) преобразований и изменения петрофизических свойств; приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном направлении. А. в. осуществляется путем наращивания земной коры снизу (подслаивание, андерплейтинг), наслаивания сверху (наслаивание, аверплейтинг) и в результате действия внутрикоровых процессов.

*Андерплейтинг (подслаивание; англ. underplating, underaccretion)* – наращивание нижней части консолидированной коры за счет притока и кристаллизации магматического материала, выплавляемого из мантии, но с коровой плотностью. Образующийся слой может достигать мощности до 10–15 км. Предложено два варианта магматического подслаивания: 1) мантийное вещество причленяется к подошве коры в виде слоя или утолщенной линзы, граница М, проходящая под линзой, субгоризонтальна и оценивается как новообразованная; 2) нижняя часть коры насыщается мантийным веществом, проникающим в нее в форме вертикальных интрузивных тел (англ. dyke injection). При этом старая поверхность М сохраняется, но может измениться ее глубинное положение. Магматическое подслаивание многими исследователями рассматривается как один из главных механизмов роста континентальной коры.

*Гранитизация* – процесс дебазификации исходных горных масс с возникновением пород гранитного ряда.

*Гранулированные среды* – совокупность дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено флюидом, водой или воздухом. В геологии – тела, сложенные твердыми частицами (гранулами), внутренняя связность которых значимо превышает межгранулярную силу сцепления. К гранулированным средам относятся рыхлые сыпучие образования (пески, галечники, гравийные и глыбовые скопления), а также некоторые горные породы (метаморфические сланцы, гнейсы, брекчии и др.). Некоторые специалисты считают, что вещество земной коры образует блочно-иерархическую структуру, являющуюся результатом процессов деструкции [Гольдин, 2002] и что даже совокупность литосферных плит может рассматриваться как гранулированная среда [Yaeger, Nagel, 1992]. Гранулированность (блоковое строение) геологических сред представляет собой фундаментальное свойство земной коры (при изучении геологических объектов на мезо- и макроуровнях обычно употребляется термин «блочная среда»). Гранулированные среды обладают специфическими свойствами в том, что касается процессов деформирования, электропроводности, прохождения акустических и сейсмических волн, передачи напряжений, температурных эффектов и пр. Одним из важных их свойств является то, что процесс их объемного течения может не иметь структурного выражения. Механика гранулированных сред хорошо объясняет многие геологические явления: объемную деформацию кристаллических пород консолидированной коры, формирование кристал-

лических протрузий, возникновение гляциодислокаций, образование обратной градиционной слоистости, формирование дискретных кольцевых структур, некоторые особенности сейсмического процесса, явление сверткучести и пр.

*Дезинтеграция тектоническая* – совокупность явлений и процессов, связанных с действием скалывающих или растягивающих напряжений, приводящих к нарушению сплошности горных пород и распаденю их на отдельные фрагменты. Термин свободного пользования (частичный син. терминов «дробление», «катаклиз», «брекчирование»).

*Деформация горных пород* – изменение формы и размеров тела (изменение взаимного расположения отдельных частей тела друг относительно друга, результат различных перемещений (движений) отдельных частей тела). Деформацию удобно рассматривать как результат движения. Наблюдаемыми (измеряемыми) величинами в геодинамике являются именно движения (сдвиговые перемещения), а напряжения и деформации определяются по результатам вычислений. Поэтому движения являются и объектом наблюдений, и объектом интерпретации одновременно.

*Деформация горных пород вязкая* – деформация горных пород, происходящая при длительной нагрузке (син.: «крипп», «ползучесть»). Породы ведут себя подобно жидкостям с высокой вязкостью. Степень вязкости определяется внутренним трением вещества и сопротивлением сдвигу. Вязкое течение описывается линейной зависимостью между скоростью деформации и приложенным напряжением. Реологии вязких тел свойственно отсутствие порога текучести, аналогичного порогу упругости при пластической деформации. Вязкое течение – это совокупный результат временного ряда процессов хрупкого и пластичного поведения горных масс. Тела текут, т.е. деформация непрерывно возрастает без предела под действием постоянной силы. Ползучесть отражает тенденцию вещества к деформированию со временем. Установившаяся ползучесть (псевдовязкое течение) напоминает поведение вязкой жидкости, в том числе и в зависимости от времени, поэтому стало обычным трактовать медленное течение горных пород как явление, характеризующееся вязкостью. Между вязкой деформацией (ползучестью, криппом) и деформацией пластической принципиальной разницы нет, так как в уравнениях состояния их отличает, в первую очередь, фактор времени. Последний присутствует всегда, и вопрос только в том, можем ли мы принять его во внимание. Вещество может вести себя как твердое тело, если наблюдение ведется в течение короткого отрезка времени, и оно же окажется жидким, если следить за ним в течение достаточно длительного времени или применять прибор, способный к очень точным измерениям [Рейнер, 1947]. Пластическую деформацию и ползучесть можно рассматривать вместе как реидную (см. деформация горных пород реидная).

*Деформация горных пород объемная* – условное понятие, охватывающее тектонические структуры и процессы, проявления которых в выбранном масштабе изучения (изображения) имеют отчетливо выраженную трехмерную размерность (син.: 3D «деформация», «объемное течение»).

*Деформация горных пород пластическая* – необратимая деформация горных пород (и любых твердых тел) под действием напряжений без потери ими внутренней связности (без разрыва сплошности). Д. п. не исчезает после

устранения сил, ее вызвавших. Она может развиваться мгновенно, когда напряжения превысят предел упругости или прочности горных пород, но может и развиваться во времени с той или иной скоростью, являясь вязкопластической (течение вязкопластическое). Понятие собственно пластической деформации обычно относится к микроуровню (деформация зерен, кристаллов). Термин «пластичность» часто используется в феноменологическом смысле для обозначения текучего поведения, т.е. для обозначения остаточных деформаций, развивающихся при напряжениях выше предела текучести. Использование термина не подразумевает, что имеет место только пластичность кристаллов, хотя в большинстве случаев так оно и есть. Выделяются следующие структурные элементы и механизмы пластической деформации горных пород: 1) на уровне породы или фрагментов кристаллов их относительное движение создает катакластическое течение; 2) на уровне кристаллов их межзерновое скольжение проявляется как сверхпластическое течение; 3) на уровне внутрикристаллических доменов скольжение между ними соответствует пластическому течению в строгом смысле понятия или перемещению дислокаций; 4) на уровне атомов, молекул и вакансий их взаимодействие обеспечивает диффузионный массоперенос. Геологическим выражением на микроуровне являются: изменение формы зерен, образование двойников, грануляция, вращение минеральных зерен и агрегатов, полосы изгиба, пояса Людерса, полигонизация кристаллической структуры, микросланцеватость, остаточная намагниченность и пр. Совокупность микродеформаций на микроуровне приводит к д. п. на мезо- и макроуровнях, выраженной пластическим течением горных пород. Пластическая деформация по своим результатам может рассматриваться как течение материала в твердом состоянии (син. «деформация остаточная», частичный син.: «реидная деформация», «вязкое течение»).

*Деформация горных пород реидная* (от греч. «ρεο» – течь) – деформация течения горных пород в твердом состоянии [Кинг, 1967; Carey, 1954]. Понятие «реидная деформация горных пород» охватывает все виды тектонического течения (вязкое, пластическое, хрупко-пластическое, катакластическое и др.) и различные их сочетания [М. Леонов, 2001]. Син.: «реодеформация» [Паталаха и др., 1995], «течение тектоническое».

*Деформация горных пород упругая* – обратимая одноосная деформация сжатия или растяжения, связанная линейной зависимостью с напряжением. В горных породах структуры, обусловленные естественными упругими деформациями, наблюдать нельзя, что связано с их исчезновением, как только прекращается действие вызвавших их сил. Однако о высокой упругости горных пород свидетельствует их способность к передаче сейсмических волн. Свидетельством упругого поведения горных пород при длительно действующих напряжениях являются чандлеровские колебания полюса и земные приливы. Упругость оказывает воздействие и на такие виды неупругого поведения как дробление, вязкое течение, ползучесть, потому что они развиваются в упруго деформированных материалах.

*Деформация горных пород хрупкая* – необратимая деформация горных пород (и любых твердых тел), приводящая к потере ими внутренней связности (разрыву сплошности) под действием скалывающих или растягивающих напряжений. Порода разрушается по трещинам дробления, субперпендику-

лярным наименьшему главному напряжению. В геологических объектах проявляется в виде трещин, разломов, дробления минеральных зерен и пород, брекчирования и пр. (частичный син. термина «деформация разрывная», «катаклаз»).

*Метаморфизм релаксационный* – механохимический процесс структурно-вещественного преобразования горных пород, при котором, помимо температуры и литостатического давления, реализуется часть энергии механических процессов, затраченной на деформацию. Процесс направлен на релаксацию сложного напряженного состояния деформируемого объема, вызвавшего термодинамическую неустойчивость системы. Характерные признаки м. р.: неравномерность пространственного распределения метаморфических минеральных парагенезов на всех масштабных уровнях; неравновесность отдельных метаморфических фаз и их агрегатов; наличие прямой коррелятивной связи между пластической деформацией и интенсивностью вещественного преобразования в их количественном (процентном) и качественном выражении; изохимический характер метаморфизма и сквозное (не связанное со стратификацией толщ) проявление; приуроченность к зонам концентрированного объемного сдвигового течения пород; обратная и многоярусная метаморфическая зональность; несоответствие фациального уровня метаморфизма глубине погружения пород во время вещественного преобразования; мозаичное проявление. См. «структурно-вещественное преобразование».

*Протрузия* (геологическое тело) – ограниченная в пространстве масса интенсивно деформированных (катаклазированных и рассланцованных) горных пород, находящаяся вне своего первичного местоположения и окруженная генетически чуждыми геологическими образованиями. Во внутреннем строении и взаимоотношениях с окружающими толщами несет признаки тектонического внедрения.

*Протрузия* (процесс) – внедрение в твердом (квазипластичном) состоянии массы горных пород в вышележащие слои земной коры (а также в латеральном направлении) в результате «тектонических шоков» и наличия (возникновения) вязкостной неоднородности различных объемов литосферы.

*Рейдная тектоника* (от греч. «ρεο» – течь) – совокупность тектонических структур и процессов, отражающих объемное тектоническое течение горных масс во всех формах его проявления (пластической, хрупко-пластической, катакластической и пр.) и генетически с ним связанных [Леонов М., 2001]. См. «тектоника консолидированной коры».

*Рейдность вещества* – способность горных пород и любых твердых тел к вязкому течению в твердом состоянии.

*Сиализация* (более общее понятие, чем гранитизация) – процесс объемной дегазации горных масс. Включает комплекс процессов, при которых валовые минералогический и химический составы и структура пород смещаются в сторону состава и структуры собственно сиалического слоя. Сопровождается или не сопровождается образованием гранитов.

*Структурно-метаморфическое преобразование* – состояние или процесс, отражающие парагенетическое или генетическое единство структурных и вещественных преобразований горных пород. Находят яркое выражение в зонах регионального метаморфизма, зонах сдвигового течения, мета-

морфических породах консолидированной коры. Примерами такого рода явлений служат проявления динамометаморфизма, стрессметаморфизма, релаксационного метаморфизма.

*Тектоника консолидированной коры* – раздел тектоники, изучающий структуру консолидированной коры континентов и эволюцию проявляющихся в К. к. тектонических процессов от ранних этапов ее становления до новейшего времени.

*Тектоническая расслоенность* – результат дифференцированного по скорости субгоризонтального смещения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин с образованием тектонических ансамблей скупивания в одних местах и деструктивными процессами в других [Тектоническая..., 1980]. В англоязычной литературе понятие т. р. соответствует появившийся несколько позже термин «деламинация» (delamination). Основными элементами структурной расслоенности являются поверхности тектонических срывов на границе фундамент – чехол (сорванные покровы, зоны срывов-отделителей (англ. detachment), на границе Конрада (гранито-гнейсовые аллохтоны), на поверхности Мохо (граница дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов в океанической коре и гранулит-базитовые аллохтоны в континентальной коре) и астеносферные пластины (офиолитовые аллохтоны). Особо большое значение в данной концепции придается структурной дисгармонии между корой и мантией, приводящей к масштабному пространственному перераспределению материала литосферы.

*Течение* – процесс, при котором деформация непрерывно возрастает без предела под действием постоянной силы (син.: течение пластическое, реидная деформация, сдвиговое течение, связанное твердофазное течение) или, по определению А.В. Лукьянова, дифференциальное движение частиц тела под действием девиаторного напряжения (поля частиц литосферы) [Лукьянов, 1999].

*Течение вязко-пластическое* – связанное течение горных пород, обусловленное совокупным действием вязкой и пластической деформаций. Деформации, связанные с необратимым искажением формы (растеканием) без разрыва сплошности называются пластическими, если для их проявления необходимы более высокие напряжения, чем при упругих деформациях, и «ползучими», «вязкими», если возможность их возникновения зависит от времени приложения напряжений той же величины, которые при кратковременном действии вызывают лишь упругие деформации. См. деформация горных пород пластическая, деформация горных пород вязкая, реидная тектоника, тектоническое течение

*Течение катакластическое* – разновидность пластического тектонического течения; определяется относительным перемещением фрагментов (кластов) породы или кристаллов без нарушения сплошности катаклазированного объема. Включает разрушение и элементы собственно пластической деформации (внутризерновое скольжение, двойникование, образование кинкбандов, кристаллизация и рекристаллизация). Т. к. – процесс, связанный с дроблением и межзерновым скольжением. С ростом давления течение затруднено вследствие увеличения трения на границах кластов.

*Течение пластическое* – объемное течение горных пород, обусловленное преимущественно пластической деформацией. Однако понятия «пластичность», «пластическое течение» многозначны. Они могут относиться к

диаграмме «напряжение–деформация», характеризующей поведение некоторого образца в целом, несмотря на то что в образце образуются и зоны собственно пластического течения, и хрупко деформируемые домены. Эти же термины могут характеризовать совокупность дислокаций в отдельном зерне или монокристалле. См. «деформация горных пород пластическая», «деформация рейдная», «течение тектоническое».

*Течение тектоническое* – 1) поведение горных пород, при котором связанная твердофазная деформация непрерывно возрастает без предела под действием постоянной силы (син.: «течение пластическое», «рейдная деформация», «сдвиговое течение», «связное твердофазное течение»); 2) по А.В. Лукьянову [1999], дифференциальное движение частиц тела под действием дивергентного напряжения (поля частиц литосферы). В самом общем смысле т. т. представляет собой медленное течение горных пород, происходящее в тектоносфере Земли под влиянием длительно действующих напряжений. Т. т. является суммарным эффектом пластической, вязкой и хрупкой деформаций и одним из важнейших типов механического поведения горных пород. Оно захватывает определенный объем горных пород и находит отражение в образовании геологических структур, которые свидетельствуют о реальном перемещении вещества без нарушения сплошности границ деформируемого геологического тела (объема). Т. т. может проявиться на разном масштабном уровне – от отдельных кристаллов до крупных комплексов и структур, а также захватывать значительные объемы кристаллического основания (см. «протрузии») и даже целые подвижные пояса.

По-видимому, горные породы обладают способностью к связанному течению при любой комбинации физических условий, возникающих в коре и мантии. Форма структурно-вещественных преобразований в условиях т. т. определяется наличием хрупких деформаций и катаклаза (деструктивный процесс) и пластической деформации, которая, кроме деструктивных процессов (растворение, трансляционное скольжение и пр.), включает в себя и конструктивные процессы (перекристаллизация исходных и кристаллизация новых минеральных фаз). При т. т. главными типами деформаций на мезоуровне являются сдвиг и вращение [Гольдин, 2002]. Сдвиг концентрируется в полосах собственно пластического течения, вращение – в относительно жестких доменах, испытавших также поступательное движение (трансляцию). Геологическим следствием т. т. горных масс на мезоуровне являются: сланцеватость, плойчатость, гофрировка, складки течения (особенно колчановидные), разлинзование, будинаж, изменение формы включений, линейность структурных элементов и пр. Внутренний механизм течения зависит от состава пород, комбинации деформируемых породных сообществ и характера напряженного состояния. В некоторых породах (например, мрамор) течение осуществляется за счет пластической деформации зерен и (или) динамической рекристаллизации, в других горных породах механизм может быть частично или полностью катакlastическим.

*Течение хрупко-пластическое* – поведение горных пород, переходное между хрупким и текучим; потеря связности частичная, при т. х.-п. разрушение происходит путем образования трещин скола, но на микроуровне фиксируются явления катаклаза зерен и кристаллов и их частичная пластическая деформация.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- Артюшков Е.В.* О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях // Проблемы современных движений земной коры: Материалы III Международн. симпоз. М., 1969. С. 517–522.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.
- Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
- Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 1996. 60 с.
- Борукаев Ч.Б.* Справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1997. 36 с.
- Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. 462 с.
- Гарецкий Р.Г., Клушин С.В.* Листрические разрывы в Припятском прогибе // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48–60.
- Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973<sub>1</sub>. 488 с.
- Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1973<sub>2</sub>. 436 с.
- Гинтов О.Б., Исая В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988.
- Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5–22.
- Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
- Денисова Е.А.* Структура ультраосновного массива Южный Крока (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 45–63.
- Деннис Дж.* Международный словарь тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.
- Дербинов И.В.* О связи тектоники фундамента и чехла // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 4. С. 45–63.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Земля: Введение в общую геологию. Т. 1/2. М.: Мир, 1974. 846 с.
- Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.
- Иванов С.Н.* О реологических моделях земной коры: критическое рассмотрение. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 40 с.
- Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УО РАН, 1996. 150 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 77–89.
- Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999<sub>1</sub>. Т. 74, Вып. 1. С. 14–29.
- Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999<sub>2</sub>. № 6. С. 29–44.
- Колодяжный С.Ю.* Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит) // Общие вопросы тектоники: Тектоника России: Материалы XXXIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 218 – 220.
- Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.И.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязкопластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 15–30.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: АЭН, 1999. 220 с.

- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Изв. РАН. Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–112.
- Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 130 с.
- Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Там же. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С.227–252. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Леонов М.Г. Структурно-метаморфическая «стратификация» кристаллических пород и ее значение для познания вертикального разреза земной коры // Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы III Всерос. совещ. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С.145–147.
- Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов М.Г. Бородулинские гляциодислокации (Русская плита) и их значение для познания механизма структурообразования // Геотектоника. 2002. № 3. С. 22–39.
- Леонов М.Г. Вертикальная аккреция земной коры // Планета Земля. Тектоника и геодинамика. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 59–66.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Вертикальная аккреция консолидированной земной коры. Суть проблемы и ее структурно-тектонические аспекты // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 299–302.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 521).
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. О понятии «консолидированная кора» и ее границах // Литосфера. 2002. № 4. С. 3–21.
- Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
- Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Там же. 1997. № 4. С. 24–41.
- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектонические срывы в области границы Мохоровичича в континентальной и океанической литосфере // Новые идеи в науках о Земле. М., 2000. С. 46–55.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лукиянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Лукиянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С.253–287. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Милиц М.В., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсмораз-

- дочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 1. С. 16–27.
- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.
- Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: АН Украины, 1995. 159 с.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 5–15.
- Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
- Пуцаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О.* и др. Системы разломов в Тихом океане // Там же. 1980. № 2. С. 3–12.
- Пуцаровский Ю.М., Марков М.С., Перфильев А.С.* Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 5–14.
- Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
- Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д.* и др. Тектоническая расслоенность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 22–40.
- Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность океанической коры // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 6. С. 1441–1444.
- Рейнер М.* Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ-Гостехиздат, 1947. 134 с.
- Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 186 с.
- Руженцев С.В.* Сорванные покровы и структурное расслоение литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 5–11.
- Руттен М.* Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Карякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с (Тр. ГИН РАН; Вып. 479).
- Сомин М.Л.* Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах // Докл. РАН. 1994. Т. 336, № 3. С. 376–379.
- Сомин М.Л.* Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 198–202.
- Тектоника континентов и океанов: (Терминологический справочник). Хабаровск: Хабаров. кн. изд-во, 1976. 757 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов / Ред. М. Гери, Р. Мак-Афи, мл., К. Вульф; Пер. с англ. под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1977. Т. 1. 586 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов / Ред. М. Гери, Р. Мак-Афи, мл., К. Вульф; Пер. с англ. под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1978. Т. 2. 588 с.

- Толковый словарь английских геологических терминов / Ред. М. Гери, Р. Мак-Афи, мл., К. Вульф; Пер. с англ. под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1979. Т. 3. 544 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Шаров В.И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. № 4. С. 19–30.
- Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 412–416.
- Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 224 с.
- Шлезингер А.Е. Основные элементы разреза земной коры // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1995. № 5. С. 151–162.
- Шлезингер А.Е. Консолидированная кора: геологические и физические аспекты ее образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 2. С. 30–32.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Шербаков С.А. Пластические формации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 119 с.
- Carey S.W. The Rheid concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austral. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
- Dary Ph., Choukroune P., Susanne P. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithospère appliqué à la formation des Pyrénées // Bull. Soc. géol. France. 1990. Ser. 8. Vol. 6, N 2. P. 219–228.
- Dunbar J.A., Sawyer D.S. How preexisting weakness control the style of continental breakup // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. N 86. P. 7278–7292.
- Hudson F.S. Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1955. Vol. 39, N 10. P. 2038–2052.
- Jaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'état granulaire // Recherche. 1992. Vol. 23. P. 1380–1387.
- Keller G.R., Morgan P., Seager W.R. Crustal structure, gravity anomalies and heat flow in the southern Rio Grande Rift and their relationship to extensional tectonics // Tectonophysics. 1990. Vol. 174, N 1/2. P. 21–37.
- Leonov M., Kozhukharova E. Relaxation metamorphism as a factor of structural and material transformation of rocks // Kristalinicum. 1992. N 21. P. 23–32.
- Lower, Middle and Upper Proterozoic of the Saxothuringian zone: Guidebook of excursion / Acad. Sci. GDR. Central Inst. Physics of the Earth. Potsdam, 1988. 59 p.
- Nicolas A. Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1978. Vol. 288, N 1350. P. 49–57.
- Pinet B., Colletta B. Probing into extensional sedimentary basins: comparison of recent data and derivation of tentative models // Tectonophysics. 1990. Vol. 173. N 1/4. P. 75–103.
- Thompson G.A., McCarthy J. A gravity constraint on the origin of highly extended terranes // Ibid. 1990. Vol. 174, N 1/2. P. 197–206.

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА КОНСОЛИДИРОВАННОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

---

В предисловии было сказано, что консолидированная кора в целом и фундамент как ее верхняя, доступная наблюдению часть, не являются «жесткими» в общепринятом смысле субстанциями. Горные породы консолидированного слоя обладают значительной подвижностью и способностью к масштабному тектоническому течению. И именно с этих позиций ниже будет рассмотрена структура и геологическая эволюция ряда регионов. Некоторые из них были объектами моего личного исследования, некоторые изучались совместно с коллегами по работе. Оказалось, что существует и большой литературный материал, отражающий различные аспекты рассматриваемой проблемы и позволяющий провести сравнительное изучение различных районов и геоструктур.

### Глава 1.1

#### РОДОПСКИЙ МАССИВ (БАЛКАНЫ)

The Rodopi massif, one of the median masses in the Alpine foldbelt, is composed of Precambrian rocks (the Rodopi and Prarodopi complexes) overlain by the Phanerozoic sedimentary cover. As is shown, the present-day structure of the Rodopi massif is largely produced by mechanism of 3-D tectonic flow and delamination of rock mass under conditions of intense ductile deformation. Principal structural patterns of the massif was originated probably during the Albian-Cenomanian phase of Alpine tectogenesis, when main tectonic nappes had been formed in inner areas of the Alpine belt. Subsequent activation of 3-D ductile

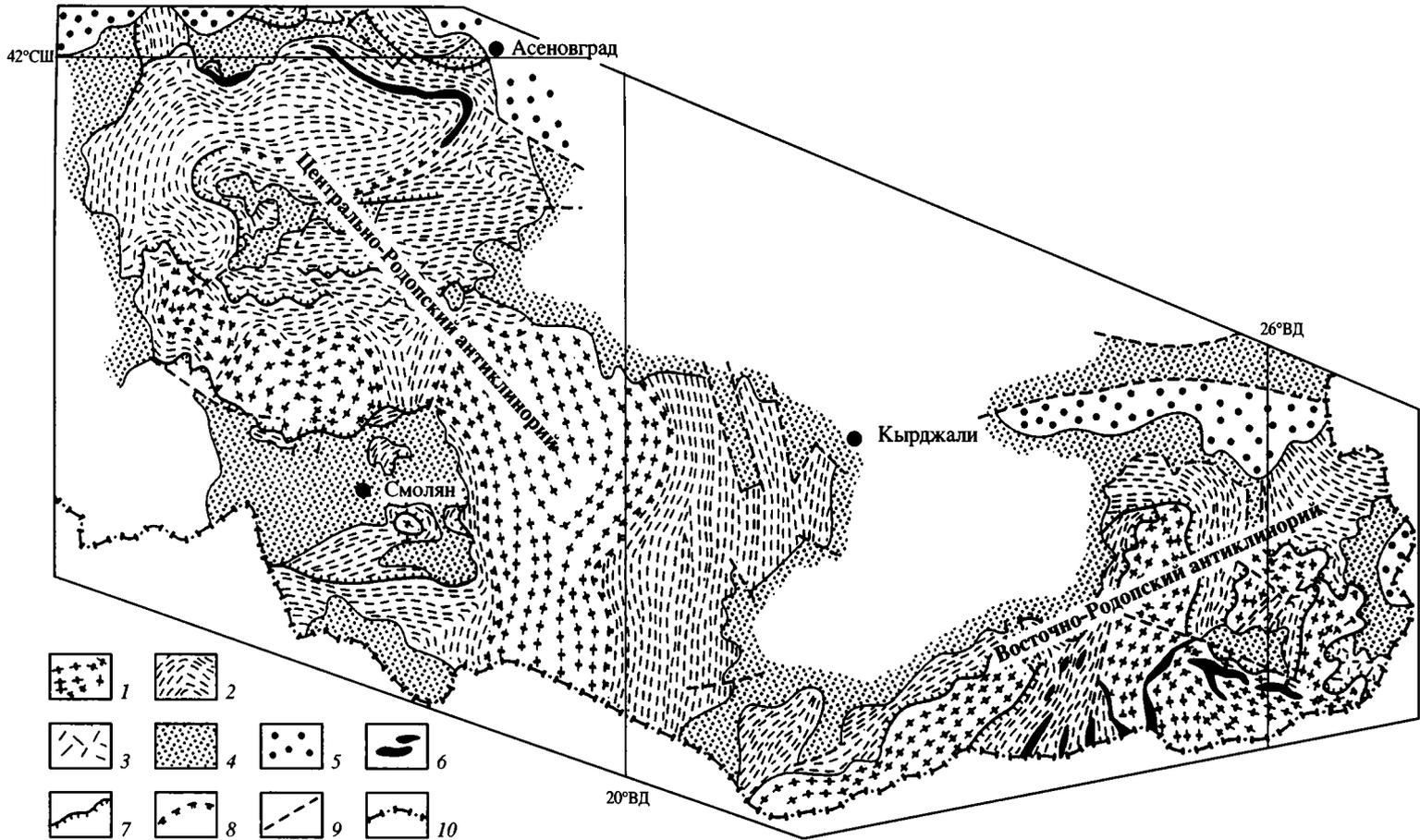


**Рис. 1.1.1.** Структурно-геологическая схема центрального и восточного сегментов Родопского массива (составлена на основе: Тектонская карта на Болгария. Масштаб 1 : 500 000. София, 1976 г. с учетом материалов [Докембрий..., 1979; Иванов и др., 1979; Кожухаров, Тимофеев, 1979; Кожухарова, 1984; Кожухарова, Кожухаров, 1980; Макаров, Спиридонов, 1982; Московски, Иванов, 1986; Особенности..., 1984; Reunion..., 1983])

1–2 – докембрий, комплексы: 1 – Праодопский, 2 – Родопский; 3 – палеозой, мезозой; 4 – палеоген; 5 – неоген; 6 – ультрабазиты; 7 – надвиги; 8 – зоны хрупко-пластических срывов и структурной дисгармонии; 9 – крутые разрывы; 10 – государственная граница

**Fig. 1.1.1.** Schematic structural geology of central and eastern segments of the Rodopi massif

(1) Prarodopi and (2) Rodopi complexes of the Precambrian; (3) Paleozoic and Mesozoic; (4) Paleogene; (5) Neogene; (6) ultramafic rocks; (7) thrust faults; (8) zones of brittle-ductile shearing and structural disharmony; (9) steep faults; (10) state boundary



1



2



3



4



5



6



7



8



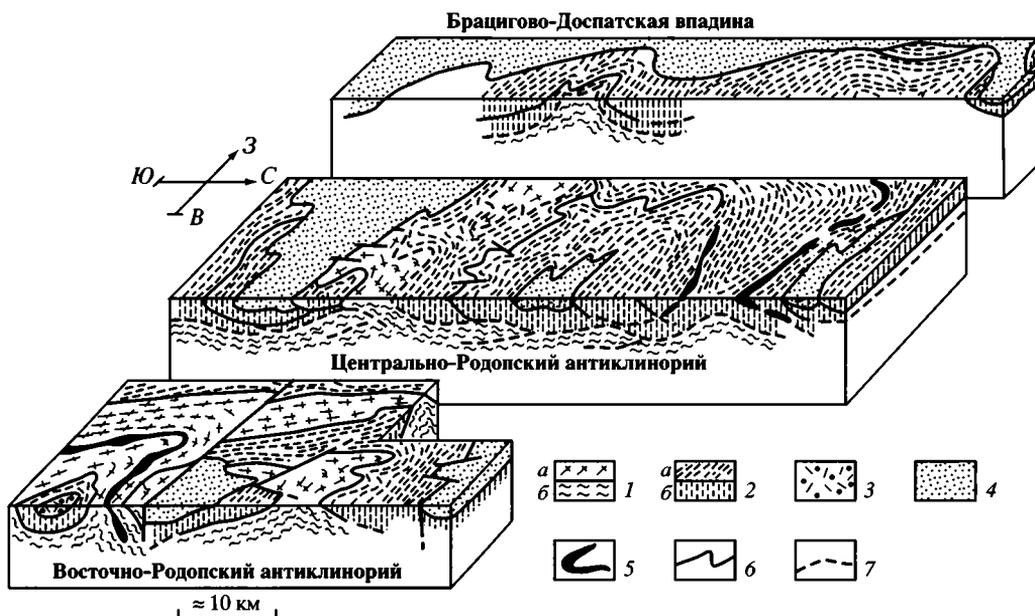
9



10

deformations in the massif was triggered by the dome uplift in the late Eocene. The dome growth under conditions of bilateral compression resulted in a collapse, divergent extension and crustal spread like in the case of the Menderes massif in Turkey (see Chapter 1.2).

Родопский массив (рис. 1.1.1; 1.1.2; см. вклейку рис. 1.1.3) – один из наиболее крупных выступов гранитно-метаморфического фундамента в пределах Альпийского складчатого пояса. В строении массива участвуют метаморфические образования докембрия (фундамент) и чехольные вулканогенно-осадочные и вулканогенные частично метаморфизованные толщи палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Данные по геологии Родопского массива, используемые в работе, содержатся в [Белов, 1981; Бончев и др., 1980; Боянов, 1973; Докембрий..., 1979; Иванов Ж. и др., 1979; Кожухаров, Тимофеев, 1979; Кожухарова, 1984; Кожухарова, Кожухаров, 1980; Макаров, Спиридонов, 1982; Московски, Иванов, 1986; Особенности..., 1984; Reunion..., 1983].



**Рис. 1.1.2.** Структура центральной и восточной частей Родопского массива (составлена на основе: Тектонская карта на Болгария. Масштаб 1 : 500 000. София, 1976 г. с учетом материалов [Докембрий..., 1979; Иванов и др., 1979; Кожухаров, Тимофеев, 1979; Кожухарова, 1984; Кожухарова, Кожухаров, 1980; Макаров, Спиридонов, 1982; Московски, Иванов, 1986; Особенности..., 1984; Reunion..., 1983] и данным личных наблюдений

1–2 – докембрийские комплексы (а – на площади, б – на разрезах): 1 – Прародопский, 2 – Родопский; 3 – палеозойские и мезозойские отложения; 4 – эоцен-четвертичные отложения; 5 – ультрабазиты; 6 – надвиги и поверхности тектонических межформационных срывов; 7 – предполагаемые зоны тектонических срывов и хрупко-пластического течения

**Fig. 1.1.2.** Structure of central and eastern parts of the Rodopi massif (after a series of published works and original observations)

(1) Prarodopi and (2) Rodopi complexes of the Precambrian in the map (a) and geological sections (b); (3) Paleozoic and Mesozoic deposits; (4) Eocene–Quaternary deposits; (5) ultramafic rocks; (6) thrust faults and intraformational décollement zones; (7) presumed zones of tectonic shearing and brittle-ductile flows

Тектоническое строение и стратиграфическое расчленение массива рассматриваются с различных позиций. Согласно одной из них [Кожухаров, Тимофеев, 1979; Кожухарова, 1984; Кожухарова, Кожухаров, 1980], докембрийские породы представлены двумя основными комплексами: архейским Прародопским (или Огражденским) и протерозойским Родопским, которые разделены поверхностью резкого углового и метаморфического несогласия. Учитывая многоактную структурно-вещественную переработку докембрийских пород, сторонники этой точки зрения рассматривают структуру массива в целом как блоково-складчатую. Авторы другого подхода [Московски, Иванов, 1986; Reunion..., 1983] придерживаются мнения, что кристаллические породы массива слагали первично единый комплекс, различные части которого формировались во время длительного, но единого тектоно-метаморфического цикла. Наблюдаемые соотношения между комплексами трактуются как тектонические и связываются с формированием постдокембрийских, в основном альпийских шарьяжно-надвиговых структур. Существуют и промежуточные мнения [Особенности..., 1984].

Мне довелось принимать участие в длительных геологических экскурсиях, организованных болгарскими учеными Д. Кожухаровым, Ст. Московски, Ж. Ивановым и др., которых я вспоминаю с искренней симпатией и самыми дружескими чувствами. Сведения, почерпнутые при посещении Родопского массива, а также анализ литературного и картографического материала позволяют высказать некоторые соображения относительно тектонической эволюции региона, но прежде подчеркнем важные для дальнейшего изложения закономерности его строения и развития.

В концепции аллохтонного строения массива основной тектонический покров сложен породами Родопского комплекса, а более древний – Прародопский комплекс – выступает в качестве автохтона, хотя отдельные его объемы и принимают участие в строении аллохтонных структур.

Своеобразное покровное строение, когда каждый более верхний аллохтонный элемент по возрасту моложе, чем подстилающий, вообще характерно для Родопского массива. Так, в пределах Восточных Родоп (Белореченское поднятие), по данным [Особенности..., 1984], автохтон представлен породами Прародопского комплекса. Аллохтон сложен метаморфитами Родопской надгруппы, палеозойскими и мезозойскими (вплоть до верхнемеловых) осадочными и осадочно-вулканогенными частично метаморфизованными толщами. Подчеркивая сохранившуюся стратиграфическую последовательность аллохтонных (?) элементов, автор [Особенности..., 1984] пишет, что аллохтонные элементы образуют «структурную мантию» вокруг выходов автохтонного Прародопского комплекса.

И в Белореченском поднятии, и в других районах Родопского массива (в Среднегорье [Особенности..., 1984] и Центральных Родопах [Докембрий..., 1979]) границы между комплексами маркированы зонами тектонического смешивания, многочисленными зеркалами скольжения, складками волочения, расланцевания, будинажа и ретроградного метаморфизма. Во многих местах породы катаклазированы, превращены в милониты и ультрамилониты. Зоны милонитизации, расланцевания и диафтореза достигают мощности 50–150 м и более. Ориентировка зон вторичной структурно-вещественной переработки, связанных с объемной пластической деформацией,

субпараллельна границам вещественных комплексов и литологических пачек. Отмечено множество площадных и объемных зон расщепления и диафтореза, которые сопровождаются телами интенсивно тектонизированных ультрабазитов, залегающих в виде будин и линз параллельно положению сланцеватости. Эти зоны пронизывают весь разрез массива, в том числе и мезозойскую его часть. Наличие таких зон свидетельствует [Особенности..., 1984] о дифференциальном субгоризонтальном движении горных масс и наличии тектонических срывов на границах различных комплексов и внутри них. Не отрицают наличия таких зон внутрiformационного и межформационного тектонического проскальзывания и сторонники автохтонного строения массива [Кожухарова, Кожухаров, 1980].

\* \* \*

Все эти сведения, наряду с другими данными литературы и картографии, приводят к выводу, что основным механизмом формирования современной структуры Родопского массива является механизм объемного тектонического течения горных масс и их тектонического расслоения в условиях интенсивно проявленной пластической деформации. При этом там, где относительное проскальзывание отсутствует или минимально, сохраняются первичные взаимоотношения между комплексами, тогда как там, где деформация относительно велика, формируются зоны пластического и хрупко-пластического течения, происходит проскальзывание одних горизонтов относительно других, возникают надвиги и тектонические покровы. Зарождение и развитие этих зон связано с многократной тектоно-метаморфической активизацией, которая зафиксирована для протерозоя, палеозоя и мезозоя. Основной структурный план, возможно, был связан с альб-сеноманской фазой альпийского тектогенеза, во время которой были сформированы главные покровно-шарьяжные структуры внутренних частей Альпийского пояса.

Но совершенно очевидно, что резкая активизация объемного пластического течения горных масс Родопского массива связана также с новейшим этапом, начало которому для данной территории положил рост купольного поднятия в позднем эоцене [Макаров, Спиридонов, 1982]. Рост купола был спровоцирован, по-видимому, общим тангенциальным сжатием пиренейской фазы складчатости и кровообразования, возможно, более ранним скупиванием корового слоя или его тектоническим нагнетанием в область массива – вопрос этот нуждается в изучении. Рост купола в условиях двустороннего сжатия привел в позднем эоцене к коллапсу и бивергентному растяжению и растеканию массива, как это показано, в частности, для массива Мендерс в Турции (см. Главу 1.2). Общее растяжение в верхней части корового слоя привело к возникновению (или обновлению) процесса объемного течения и интенсивному тектоническому расслоению горных масс.

В центральной части массива в результате растяжения и в краевых зонах как компенсация куполообразного вздутия формируются грабены и впадины, в которых накапливаются верхнеэоценовые терригенные отложения. Надвигание отдельных тектонических покровов и шарьяжей на области опускания привело к формированию мощных толщ тектоно-гравитационных микститов, обломки, глыбы и пластины в которых сложены отторжен-

цами метаморфических толщ Родопского массива. Общее сжатие в условиях утолщения корового слоя привело к выплавке кислых расплавов и формированию в олигоцене вулканогенных толщ. Процесс растяжения в верхней части коры облегчил выход расплавов на поверхность. Сходная трактовка процесса формирования купола Родопского массива была предложена на основании тектоно-геоморфологического анализа [Макаров, Спиридонов, 1982].

## ЛИТЕРАТУРА

- Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
- Бончев Ек., Иванов Ж., Московски Ст., Начев И. Олигостромы в Центральных Родопях, Центральной и Восточной Планине и в области Крайште: Путеводитель экскурсий. София: Изд-во БАН, 1980. 67 с.
- Боянов Ив. Някои характерни особености на старите консолидирани ядра, блокове и срединни масиви, включени в част от Альпийския геосинклинален пояс // Изв. на Геол. ин-т. Сер. геотектон. 1973. Кн. 21/22. С. 181–212.
- Докембрий Родопского массива и обрамляющие его фанерозойские метаморфизованные формации. Путеводитель экскурсий. София: Изд-во БАН, 1979. 111 с.
- Иванов Ж., Московски Ст., Колчева К. Основные черты строения центральных частей Родопского массива // Geol. Balcanica. 1979. Т. 9, N 1. Р. 3–50.
- Кожухаров Д., Тимофеев Б.В. Первые находки микрофоссилий в докембрии Родопского массива // Докл. БАН. 1979. Т. 32, № 12. С. 1691–1694.
- Кожухарова Е. Происхождение и структурное положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. II. Метаморфические изменения ультрабазитов // Geol. Balcanica. 1984. Т. 14, N 6. Р. 30–352.
- Кожухарова Е., Кожухаров Д. Проблемы докембрия в Болгарии // Ibid. 1980. Т. 10, N 1. С. 75–94.
- Макаров В.И., Спиридонов Х.Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий // Геотектоника. 1982. № 2. С. 65–79.
- Московски Ст., Иванов Ж. Геологическое строение Центральных Родоп. III. Северородопский надвиг между городами Пештера и Асеновград // Geol. Balcanica. 1986. N 1. Р. 31–53.
- Особенности становления земной коры в докембрии Южной Болгарии: Путеводитель экскурсий. София: Изд-во БАН, 1984. 141 с.
- Reunion extraordinaire de la Société géologique de France en Bulgarie: Guide de l'excurtion. Sofia: Press Univ., 1983. 119 p.

## МЕНДЕРЕССКИЙ МАССИВ (АНАТОЛИЯ)

The Menderes massif is representative, like the Rodopi massif, of the median masses in the Alpine foldbelt. The present-day structure of its basement is interpreted in terms of divergent crustal extension and subhorizontal spread of rock masses in the course of their exhumation.

Мендересский массив, как и Родопский, входит в систему внутренних (срединных) массивов Альпийского пояса и является крупным выступом кристаллического фундамента в юго-западной части Турции. Массив сложен двумя комплексами пород [Bozkurt, Park, 1994; Hetzel et al., 1995]: докембрийскими образованиями фундамента, представленными породами амфиболитовой фации метаморфизма (очковыми гнейсами, мигматитами, сланцами), и палеозойско-мезозойскими метаосадочными породами чехольного комплекса (сланцами, филлитами, кварцитами, мраморами). Массив рассечен на три блока субширотными миоценовыми грабенами, выполненными осадками соответствующего возраста, и прорван синкinemатическими гранитами Салихи.

Детальные структурные исследования на территории массива позволили реконструировать поведение горных масс фундамента в процессе его эксгумации [Alpine-Mediterranean..., 1982]. В центральной части массива фиксируется коаксиальное сдвиговое течение, что выявлено по расположению структурных элементов и ориентировке оси «с» в кварцевых зернах. С удалением от центральной части увеличивается асимметрия ориентировки оптических осей и других структурных элементов, что свидетельствует о нарастании некоаксиального течения. В южном блоке и южной части центрального блока фиксируется сдвиговое течение в юг-юго-западном направлении; в северной части центрального блока и северном блоке направление сдвигового



**Рис. 1.2.1.** Схема дивергентного коллапса Мендересского массива (Турция), по: [Hetzel et al., 1995]

Объяснения в тексте

**Fig. 1.2.1.** The divergent collapse model of the Menderes massif, Turkey (see explanations in the text)

течения противоположно и имеет север-северо-восточную направленность. Течение происходит субпараллельно выгнутой поверхности массива или несколько круче. Данная закономерность развития сдвигового течения проинтерпретирована авторами упомянутой работы как результат дивергентного растяжения и субгоризонтального растекания горных масс в процессе их эксгумации (рис. 1.2.1). Этот вывод подтверждается возникновением зон растяжения (миоценовые грабены), а также наличием зон хрупко-пластического субгоризонтального отслоения, маркируемых мощными катаклазитами. Растяжение и деформация происходят в условиях ретроградного метаморфизма. Время деформации установлено на основании данных изотопной геохронологии и возраста отложений в грабенах как миоцен. По этим данным, деформация пластического течения и растяжения продолжалась 20–12 млн лет.

Таким образом, приведенный материал показывает, что пластическая деформация является существенным фактором, определяющим объемную подвижность «жестких» кристаллических масс фундамента.

### ЛИТЕРАТУРА

- Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodynamic series. Am. Geophysic. Union. Washington, 1982. Vol. 7. 216 p.
- Bozkurt E., Park R.G. Southern Menderes massif: An incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey // J. Geol. Soc. London. 1994. Vol. 151. P. 213–216.
- Hetzl R., Passchier C.W., Ring U., Dora O.O. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (Southwestern Turkey) // Geology. 1995. Vol. 23, N 5. P. 455–458.

## ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ (ГРУЗИЯ)

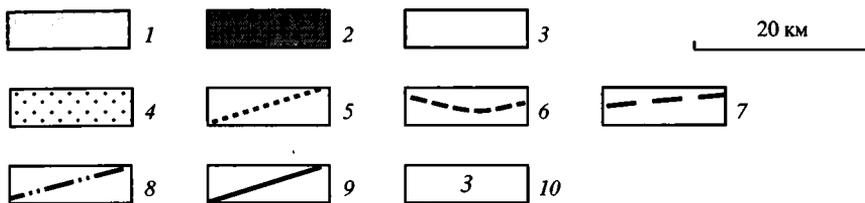
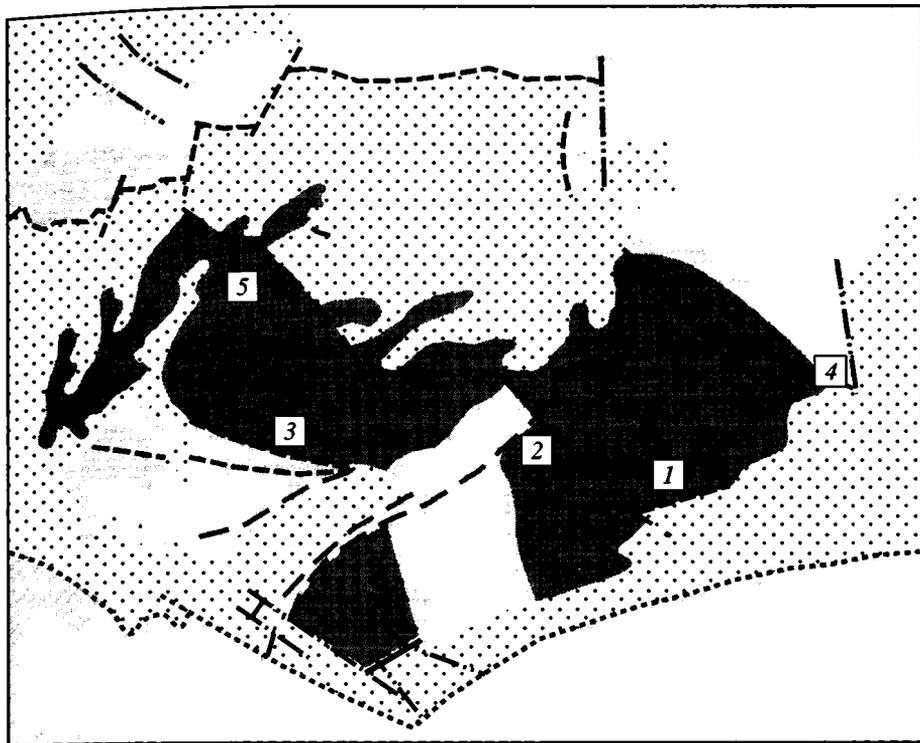
The Dzirula uplift of crystalline basement is a the highest risen area of the Transcaucasian median mass (Georgian block) that was a subplatform structure (microcontinent) in the Mesozoic, when shallow-water carbonates and volcanogenic-terrigenous rocks accumulated on the basement surface. The studied *fracture-fault* structure of crystalline basement suggests impact of 3-D deformation and cataclastic flows on crystalline rocks. The mobility of solid rocks was ensured by tectonic disintegration at macro-, meso- and microlevels that led to the long-term recurrent displacement (cataclastic flow) of rock masses and changed the massif shape, though retaining its outward integrity.

Дзирульский выступ кристаллического фундамента представляет собой наиболее приподнятый участок Закавказского срединного массива (Грузинской глыбы), который в течение мезозоя являлся субплатформенной структурой (микроконтинентом) с кристаллическим фундаментом и мелководным вулканогенно-терригенным и карбонатным осадконакоплением.

Кристаллический субстрат массива сложен допалеозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами, палеозойскими гранитоидами, кварцпорфирами и туфами карбона. Кристаллический субстрат с несогласием перекрыт терригенными и карбонатными породами лейаса и вулканогенными образованиями средней юры, которые, в свою очередь, трансгрессивно перекрыты карбонатными (реже вулканогенными) отложениями мела, вверх по разрезу сменяющимися песчано-глинистыми осадками олигоцена и миоцена. Серия отложений от лейаса до миоцена образует чехольный комплекс [Путеводитель..., 1965].

В пределах Дзирульского массива выделяются доюрские, домеловые и постмеловые структуры [Гамкрелидзе, 1933; Милановский, 1968]. Структурный план доюрского времени характеризуется сложноскладчатыми, интенсивно сжатыми формами. Структура чехла более простая, но, тем не менее, она свидетельствует о весьма существенных подвижках в пределах массива. Нижне-среднеюрские отложения смяты в систему достаточно сложных складок, имеющих, вследствие связанных с ними разломов, грабенообразный (синклинали) или горстообразный (антиклинали) облик. В местах, где сохранились стратиграфические взаимоотношения между породами кристаллического цоколя и отложениями чехла, углы наклона поверхности контакта достигают 40–70°, т.е. первоначально горизонтальная поверхность доюрского пенеплена испытала интенсивную деформацию.

Покров нижнемеловых и верхнемеловых отложений обрисовывает более простую структуру, которая в целом представляет собой [Милановский, 1968] обширную пологую широтную брахиантиклиналь (свод), переходящую к северу в плоскую, ограниченную разрывами Чиатурскую брахисинклинали. В палеогене – нижнем миоцене Дзирульский массив испытал поднятие, которое возобновилось в сарматское время. Новейшая структура массива характеризуется [Милановский, 1968] сопряженными валообразными



**Рис. 1.3.1.** Структурно-геологическая схема Дзирульского массива (Грузия)

1 – Аджаро-Триалетская складчатая зона; 2 – гранитно-метаморфический фундамент (кембрийские сланцы, палеозойские граниты, кварцевые порфиры); 3 – нижне-среднеюрские отложения; 4 – меловые, палеогеновые и неогеновые отложения; 5 – надвиг Аджаро-Триалетской зоны; 6 – надвиги; 7 – взбросы; 8 – сдвиги; 9 – прочие разломы; 10 – детально изученные участки (см. рис. 1.3.2)

**Fig. 1.3.1.** Schematic structural-geology scheme of the Dzirula Massif (Georgia)

(1) Adjara–Trialeti fold zone; (2) granite-metamorphic basement (Cambrian schists, Paleozoic granitoids and quartz porphyries); (3) Lower–Middle Jurassic deposits; (4) Cretaceous, Paleogene and Neogene deposits; (5) basal thrust fault of Adzhahara–Trialeti zone; (6) other thrust faults; (7) reverse faults; (8) strike-slip faults; (9) other faults; (10) areas studied in detail (Fig. 1.3.2)

поднятиями и пологими прогибами. Нужно отметить при этом, что амплитуда новейшего поднятия достигает 1,5 км [Милановский, 1968]. Приведенные данные свидетельствуют о весьма активной тектонической жизни Дзирульского массива в отдельные периоды его «стабильного» развития и возникновении пликативных деформаций поверхности кристалликума. Данные о пластичном поведении пород фундамента в процессе мезозойско-кайнозойской

активизации практически отсутствуют, но хрупкие деформации в кристаллических комплексах фиксируются четко. Изучение трещинно-разломной тектоники показало [Леонов, 1970, 1974, 1975, 1981], что их внутреннее строение отличается значительной сложностью, и, по существу, породы массива в структурном отношении представляют собой гигантскую тектоническую брекчию.

Для изучения разрывных нарушений было выбрано несколько наиболее обнаженных участков, характеризующих строение всего массива, так как они расположены равномерно по всей его площади (рис. 1.3.1). Приведем краткое описание некоторых участков (рис. 1.3.2).

1. Вдоль шоссе Хашури–Зестафони при подъеме на Рикотский перевал со стороны пос. Чумателети можно наблюдать раздробленные гранитоиды, превращенные в тектоническую мегабрекчию. В соприкосновение приведены различные по составу гранитоиды, разрывами смещены дайки диабазов, аплитовые жилы и тело кварцевых порфиров. Разрывы сопровождаются зонами дробления, брекчирования, милонитизации, катаклизмом минеральных зерен. По простиранию разрывы пересекаются друг с другом, сливаются, переплетаются, переходят в зоны трещиноватости и раздробленности. В результате их разветвления, слияния и пересечения выкалываются линзы и блоки пород, размер которых колеблется от первых до первых десятков, достигая иногда сотни метров в поперечнике. Разрывы развиты на фоне общей дезинтеграции пород, выраженной в виде тектонического брекчирования, раздробленности, катаклаза. Зачастую разрывы проходят по телам диабазовых и аплитовых жил и даек, иногда превращая их в милониты. В породах наблюдается огромное количество зеркал скольжения.

В сложной системе разрывов и трещин выделяются три группы, различающиеся по морфологии.

К первой группе относятся разрывы с углами падения сместителя от  $0^\circ$  до  $30\text{--}50^\circ$  при наиболее распространенных углах  $30\text{--}40^\circ$ . Плоскости сместителей наклонены на юго-восток и юг-юго-запад, но иногда они имеют падения на север. Поверхности этих разрывов, как правило, волнистые. По морфологии это надвиги и взбросо-надвиги.

Вторая группа представлена крутопадающими, обычно прямолинейными разрывами и трещинами. Направление падения плоскостей сместителей (углы падения  $50\text{--}80^\circ$ ) близко к таковому пологих разрывов первой группы.

В третью группу входят разрывные нарушения, имеющие вертикальные или близкие к вертикальным плоскости сместителей. Ориентировка плоскостей скольжения  $330\text{--}340^\circ$  или  $30\text{--}50^\circ$ , т.е. приблизительно перпендикулярна

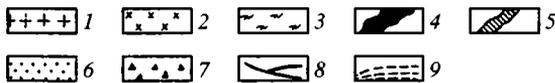
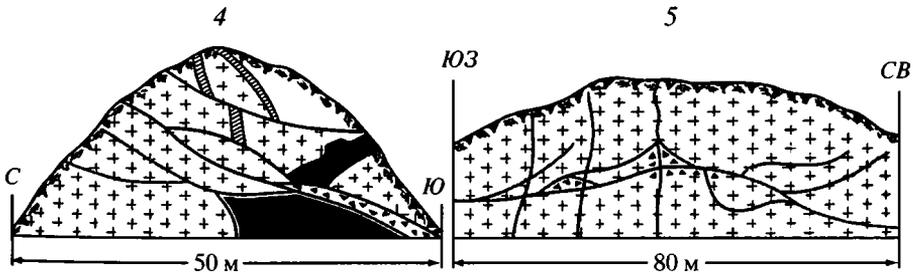
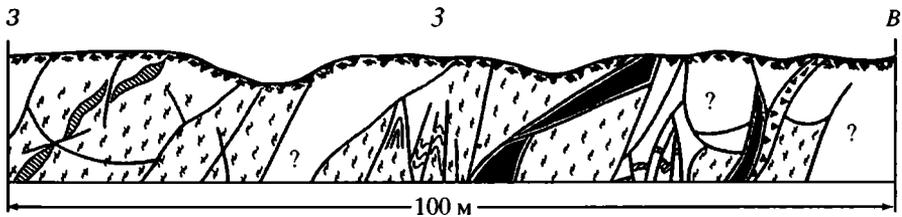
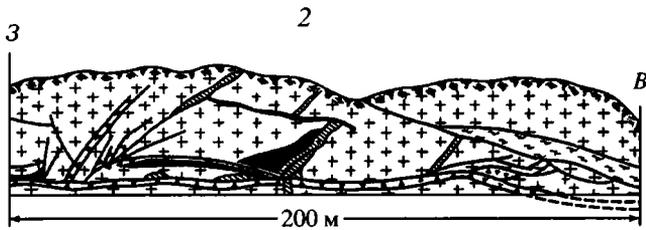
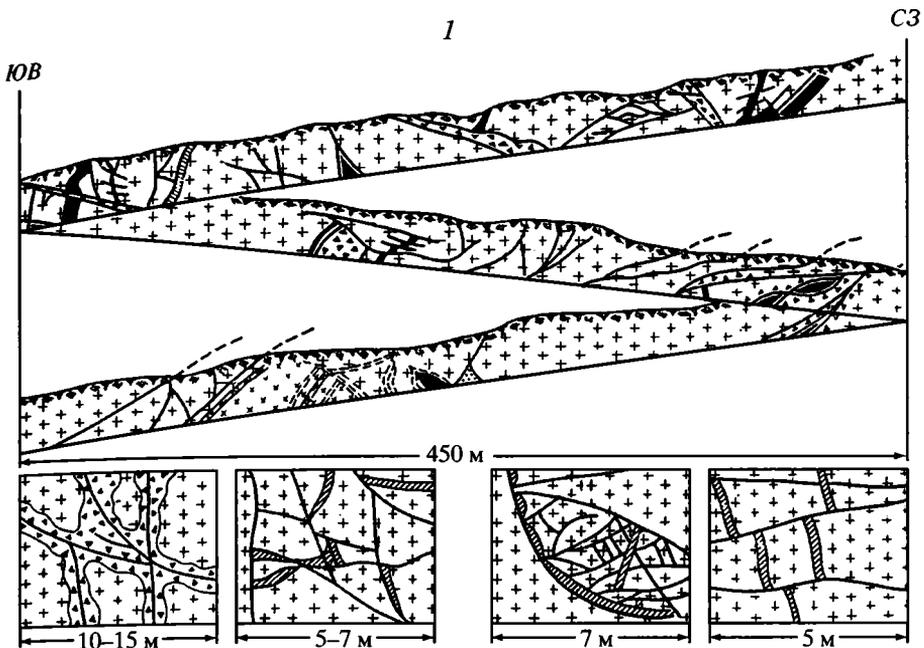


**Рис. 1.3.2.** Разрывная структура гранитно-метаморфического фундамента Дзирульского массива

1 – различные гранитоиды; 2 – кварцевые порфиры; 3 – гранито-гнейсы, гнейсы, метаморфические сланцы; 4 – дайки диабазов; 5 – аплитовые жилы; 6 – гранитный дресвяник; 7 – тектоническая брекчия; 8 – разломы; 9 – зоны повышенной трещиноватости

**Fig. 1.3.2.** Faulted structure of granite-metamorphic basement of the Dzirula massif

(1) different granitoids; (2) quartz porphyries; (3) granite-gneisses, gneisses, metamorphic schists; (4) diabase dikes; (5) aplite veins; (6) granite detritus; (7) tectonic breccia; (8) faults; (9) zones of intense fracturing



простирацию остальных разрывов и трещин. Амплитуда разрывных нарушений, которая устанавливается по смещению диабазовых и аплитовых жил и даек, невелика и редко превышает несколько десятков метров, а в основном это первые десятки сантиметров и первые метры. Тем не менее, почти по всем, даже самым незначительным разрывам, смещение четко фиксируется. Замеры ориентировки, направления и наклона штрихов на зеркалах скольжения, мелких разрывов и трещин, принадлежащих третьей группе, показывают следующую закономерность (на участке сделано 100 замеров): наибольшее число мелких разрывов, принадлежащих к третьей группе, имеет падение сместителя или вертикальное, или близкое к вертикальному при простирании  $130\text{--}150^\circ$  и  $30\text{--}60^\circ$ . В то же время штрихи зеркал скольжения на этих плоскостях горизонтальны или имеют углы падения порядка  $10\text{--}30^\circ$ , реже  $40\text{--}60^\circ$ , что указывает на сдвиговые перемещения по этим разрывам. Есть и вертикально направленные штрихи, но они встречаются намного реже.

Первая и вторая группы разрывов характеризуются штрихами, обычно направленными косо по отношению к направлению плоскости сместителя, указывая на взбросо-надвиговые перемещения. Азимуты простирания штрихов примерно те же, что и для вертикальных разрывов. Пологих разрывов с горизонтальными или близким к горизонтальным штрихами, идущими по падению разрыва, значительно меньше, что указывает на общую сдвигово-взбросовую составляющую, разложенную на огромное количество небольших разломов и трещин. Горизонтальная составляющая общего движения также просматривается, но она локализована вдоль плоскостей, ограничивающих крупные (сотни метров и километры) блоки.

2. У западного окончания Рикотского перевала вдоль шоссе Хашури–Зестафони обнажен массив, сложенный гранитоидами различного состава и строения с ксенолитами и блоками метаморфических сланцев. Массив расчленен системой разрывов и трещин различного направления и морфологии. Наиболее крупным разрывом является пологий разлом с азимутом падения сместителя  $10^\circ$  и углами падения  $20\text{--}40^\circ$ , который прослеживается на расстоянии  $250\text{--}300$  м. Вдоль его плоскости развита тектоническая брекчия мощностью  $1,5$  м. Выше и ниже этого разрыва породы разбиты серией более мелких разрывов и трещин разнообразного направления. Блоки пород, выколотые по разрывам, имеют полигональную или линзовидную форму. Каждый более или менее крупный блок, в свою очередь, раздроблен на более мелкие линзы и блоки. Смещения, как правило, незначительные – от первых сантиметров до нескольких десятков метров.

Оторван от своих корней и сильно раздробленный блок диоритов. Подошва его в настоящее время ограничена поверхностью пологого разлома, и он, как и окружающие породы, пронизан аплитовыми жилами, по смещению которых фиксируется большое количество разрывов и трещин. Часто разрывы совпадают с направлением жил и даек. Анализ ориентировки зеркал скольжения показал, что наибольшее развитие имеют крутые плоскости с углами падения сместителей  $30\text{--}90^\circ$ . Наиболее часто при этом отмечаются углы наклона штрихов  $15\text{--}40^\circ$ . Ориентировка зеркал скольжения указывает на взбросо-сдвиговые перемещения. Мелкие разрывы с пологими плоскостями сместителей встречаются значительно реже, что, возможно,

указывает наряду с наличием более протяженных разломов на реализацию надвиговой составляющей вдоль плоскостей именно этих пологих разломов.

3. В выемке дороги Хашури–Зестафони у восточного края с. Макатубани обнажены сильно раздробленные гранито-гнейсы, гнейсы и слюдяные сланцы, прорванные дайками и жилами диабазов и аплитов. Породы разбиты на отдельные блоки различных размеров и очертаний, но, как правило, остроугольной или линзовидной формы. Разрывы пересекаются, а также пересекают дайки аплитов и диабазов или проходят вдоль даек основного состава. Разрывы в основном крутые, с углами падения до 50–80°. Пологие и вертикальные встречаются реже. Породы сильно рассланцованы. Простирание сланцеватости 40–60°. Падение разрывов ЮЗ 210–250°. Штрихи на зеркалах скольжения (50 замеров) в основном пологие, с углами наклона 0–70°, но наиболее частые значения – 20–40°. По ориентировке штрихов устанавливаются сдвиговые, взбросовые и взбросо-сдвиговые смещения.

Нет необходимости давать детальное описание других участков, так как строение всего массива достаточно однотипно. Практически во всех обнажениях кристаллических пород можно наблюдать зоны разрывных нарушений, по которым смещены дайки диабазов и аплитовые жилы. По простиранию разрывы переходят в зоны повышенной трещиноватости, пересекаются и сливаются друг с другом. В результате их слияния и пересечения выкалываются линзы и блоки пород самого различного размера. Разрывы развиты на фоне общей раздробленности пород, выраженной в образовании обширных зон тектонического дробления, брекчирования, милонитизации, катаклазе минеральных зерен калиевого полевого шпата и кварца. В породах наблюдается огромное количество зеркал скольжения. Блоки пород, выколотые по разрывам, имеют полигональную или линзовидную форму, но в ряде мест наблюдаются округлые или совершенно круглые блоки. Амплитуды смещения по трещинам и разрывам, которые фиксируются по смещению жил и даек, незначительны – от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Но при этом все обломки, блоки и отдельные фрагменты даек и жил смещены относительно друг друга, т.е. вся масса пород испытала перемещение в пространстве. Учитывая характер разрывной тектоники, общее тектоническое раздробление массива, смещение всех элементарных связанных объемов относительно друг друга и оформление при этом складчатой поверхности фундамента, сопровождающееся, естественно, и разрывными нарушениями этой поверхности, можно думать, что подвижность кристаллического цоколя обусловлена именно этой раздробленностью. Раздробленность, в свою очередь, вызвана наличием скальвающих напряжений в теле массива, возникновение которых связано с активным движением самого массива «en bloc». Характер, ориентация разрывов и их соотношение в пространстве приводят к выводу [Леонов, 1970, 1974] о наличии и, возможно, преобладании горизонтальной составляющей движения, что находит подтверждение и в независимых наблюдениях [Леонов, 1975, 1981]. К выводу об активном движении Дзирульского массива, основываясь на изучении крупных разрывов, ранее пришел И.П. Гамкрелидзе [1933].

Время образования этих разрывных дислокаций и тектонического брекчирования массива устанавливается в широких пределах. Имеющиеся геологические данные позволяют уверенно считать, что раздробление массива

произошло после формирования кристаллического цоколя, т.е. после карбона. По разрывам смещены и раздроблены дайки диабазов, связанные с байосским вулканизмом, – факт, свидетельствующий о том, что раздробление происходило и после юры, т.е. объемная дислокация массива и его тектоническая подвижность фиксируются заведомо на плитном этапе его развития или в процессе постплитной активизации. Тем более, что существование дислокации меловых, палеогеновых отложений и общее воздымание массива с амплитудой до 1,5 км в сарматское время допускают и более позднее, практически современное раздробление или усиление процесса дезинтеграции кристаллического цоколя.

\* \* \*

Таким образом, подвижность жестких пород кристаллического цоколя Дзирульского массива обеспечивалась их тектонической дезинтеграцией на макро-, мезо- и микроуровнях, которая делала возможным длительное и неоднократно возобновляемое перемещение (хрупкое течение) значительных объемов вещества и изменение формы массива при сохранении его внешней целостности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гамкредидзе И.П.* Геологическое описание части долин рек Дзирулы и Чхеримелы // Бюл. Геол. ин-та Грузии. 1933. Т. 1, вып. 2. С. 107–134.
- Леонов М.Г.* Характер разрывных нарушений в зонах надвигов // Геотектоника. 1970. № 1. С. 57–61.
- Леонов М.Г.* Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 19, вып. 6. С. 37–44.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 137 с.
- Леонов М.Г.* Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Путеводитель экскурсий. Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 124 с.

## КАРЕЛЬСКИЙ МАССИВ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

The Karelian massif is one of the principal geohistoric (*geotectonic*) elements of the Baltic Shield. A peculiar style of tectonic structure and geodynamic evolution differ this massif from other structures of the region. Considered in the chapter are certain aspects of the post-Archean tectonics and geodynamics of the Karelian massif, i.e. the types of structural ensembles and structural patterns, forms (*styles*) and mechanisms of tectonic movements, kinematic regimes, which controlled the massif formation. As is shown, the rheid (after the Greek «ρεο», to flow) deformation realized in the form of a horizontal longitudinal shear-flow was a principal structure-forming process. Distinguished and described in detail are four types of structural tectonic ensembles and corresponding kinematic conditions: (1) arcuate-linear flattening and squeezing zones characterizing conditions of transverse compression; (2) flower structure zones characterizing lengthwise-axial concentrated tectonic flows under conditions of transpression; (3) tectonic depressions corresponding to zones of relative decompression and withdrawal of rock mass (distention or asylum zones) under regime of transtension; (4) dissipated strike-slip dome zones reflecting dismembered (*dispersed*) 3-D tectonic flow of rock mass. The first and second types correspond to category of high-strain shear zones. All the distinguished types create in general the regional paragenetic ensemble of 3-D tectonic flows of a shear-overthrust kinematics under regime of alternating epochs of transpression and transtension. Hence, the Karelian massif represents a crystalline horizontal protrusion or a tectonic megafLOW «frozen» into the Earth's crust structure of the Baltic Shield.

Глава написана по материалам монографии «Очерки постархейской геодинамики Карельского массива» [Леонов М. и др., 2001], которая является результатом коллективного труда сотрудников Лаборатории тектоники консолидированной коры Геологического института РАН С.Ю. Колодяжного, Д.С. Зыкова, Э.Н. Лишневского и сотрудника Института физики Земли РАН М.Л. Сомина. С момента выхода упомянутой книги появился ряд новых данных и интерпретаций относительно строения и истории развития региона (работы М.В. Минца, С.Ю. Колодяжного, Ю.А. Морозова и М.Л. Сомина, А.И. Слабунова и др.), которые нашли отражение в этой и других главах данной монографии. Однако эти материалы, хотя и привели к определенной корректировке моих представлений и выводов, все же не повлияли существенным образом на основные положения, изложенные нами ранее.

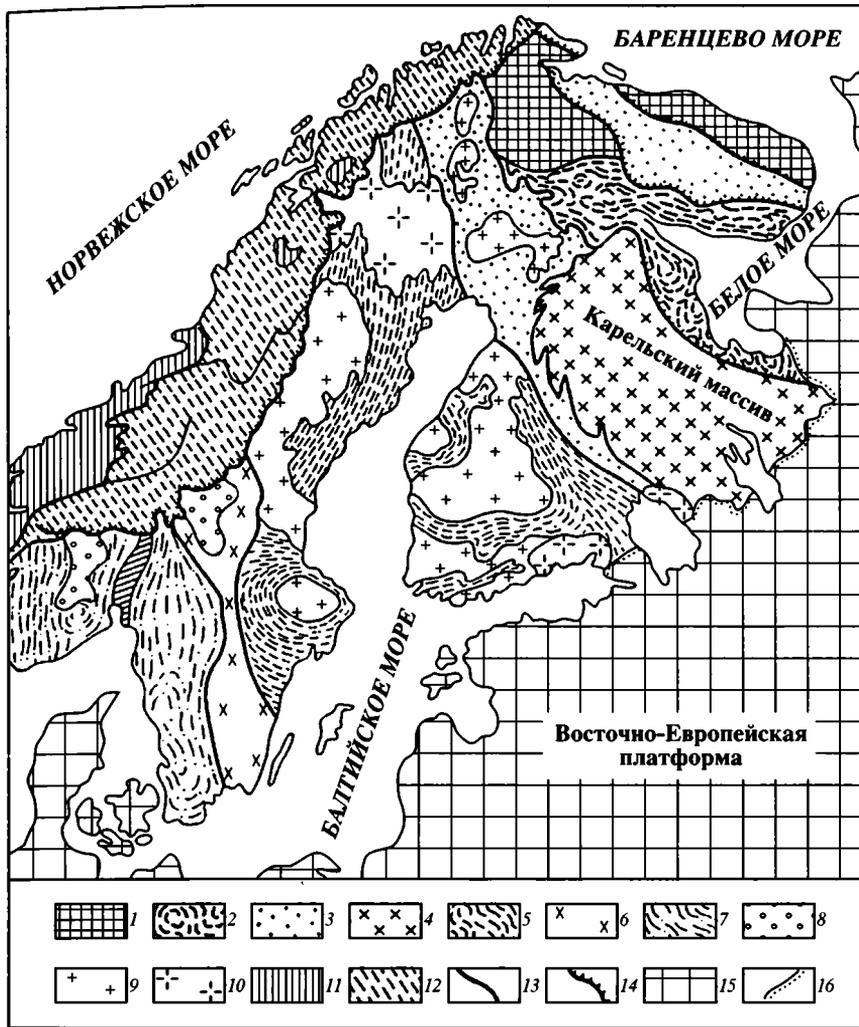
В структурно-тектонических работах по Карельскому массиву всегда обращалось внимание на большую роль пластической деформации в формировании структуры региона, но главный акцент при реконструкции геодинамики региона, тем не менее, делался на изучение разломно-блоковой и складчатой тектоники, и здесь достигнуты замечательные результаты. В тоже время гораздо меньше внимания уделялось изучению деформаций хрупко-пластического и пластического течения в его объемном выражении. За исключением ряда работ [Лазарев, 1973; Лавров, Свириденко, 1973; Миллер, 1988; Травин, 1996, 2000; и др.] эта проблема долгое время оставалась как бы за кадром. Изложить в одной ограниченной по объему главе всю со-

вокупность вопросов постархейской эволюции Карельского региона не представляется возможным, и я затрону лишь некоторые аспекты проблемы, связанные с проявлением объемного тектонического течения и его ролью в становлении стиля и особенностей постархейских структурообразующих процессов. Добавлю, что именно Карельский массив стал одним из основных объектов, показавших реальное существование «тектоники течения» древних кристаллических толщ на плитном (щитовом) этапе их существования.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Карельский массив (или Карельская провинция [Gorbatshev, Bogdanova, 1993]) – один из основных структурных и геоисторических элементов Балтийского щита (рис. 1.4.1; 1.4.2; 1.4.3; 1.4.4, см. вклейку). Он сложен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента (саамский и лопийский комплексы), которые с угловым несогласием и разрывом перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (карельский комплекс) [Геохронологические..., 1972; Горлов, 1972; Колодяжный, 2004; Коросов и др., 1975; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Лазарев, 1973; Леонов М. и др., 2001; Очерки..., 1995; Проблемы..., 1961, 1993; Путеводитель..., 1987; Соколов, 1964, 1972; Степанов, 1981; Сыстра, 1991; Тектоника..., 1978; Харитонов, 1955, 1963; Хейсканен, 1993, 1996; Этапы..., 1973; и мн. др.]. Южный и юго-восточный фланги массива перекрыты отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, на юго-западе массив граничит со складчато-метаморфическими образованиями Свекофеннид – на северо-востоке и севере – с породами Беломорского складчато-метаморфического пояса. Массив оконтурен относительно узкими шовными зонами, для которых характерны несколько отличные от самого массива типы разрезов и главным образом интенсивные проявления деформации и метаморфизма [Коросов, 1991; Кратц, 1963; Фации..., 1990; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1993, 1996]. Иногда эти отличия весьма несущественны, иногда имеют принципиальный характер и знаменуют собой латеральную смену обстановок осадконакопления и геодинамических режимов территории массива (эпиконтинентальный режим) и его обрамления (режим прогибов рифтогенного типа [Gorbatshev, Bogdanova, 1993], возможно, местами с мафической корой [Park, 1985]). На южном отрезке северо-восточного борта массива это зона Ветреного пояса и его аналогов; на севере – Северо-Карельская зона концентрированных деформаций, на западе – зона Кайну и Ладожско-Ботническая зона.

Границы массива выражены в виде крупных разломов глубинного заложения [Рыбаков и др., 1993; Сыстра, 1994], которые на поверхности трассируются линиями сбросов, взбросов, сдвигов, а также кулисообразно расположенными зонами вязко-пластического сдвигового течения, трансформированными в ряде мест в краевые надвиги, взбросы и сбросы [Балаганский, Козлова, 1997; Войтович, 1971, 1975, 1980; Гарбар, Кабаков, 1994; Духовский, Артамонова, 1994; Кратц, 1963; Морозов, 2002; Морозов, Сомин, 1997; Рыбаков и др., 1993; Сыстра, 1978, 1986, 1988, 1991; Park, 1985]. Структурный

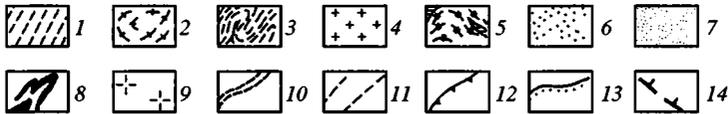
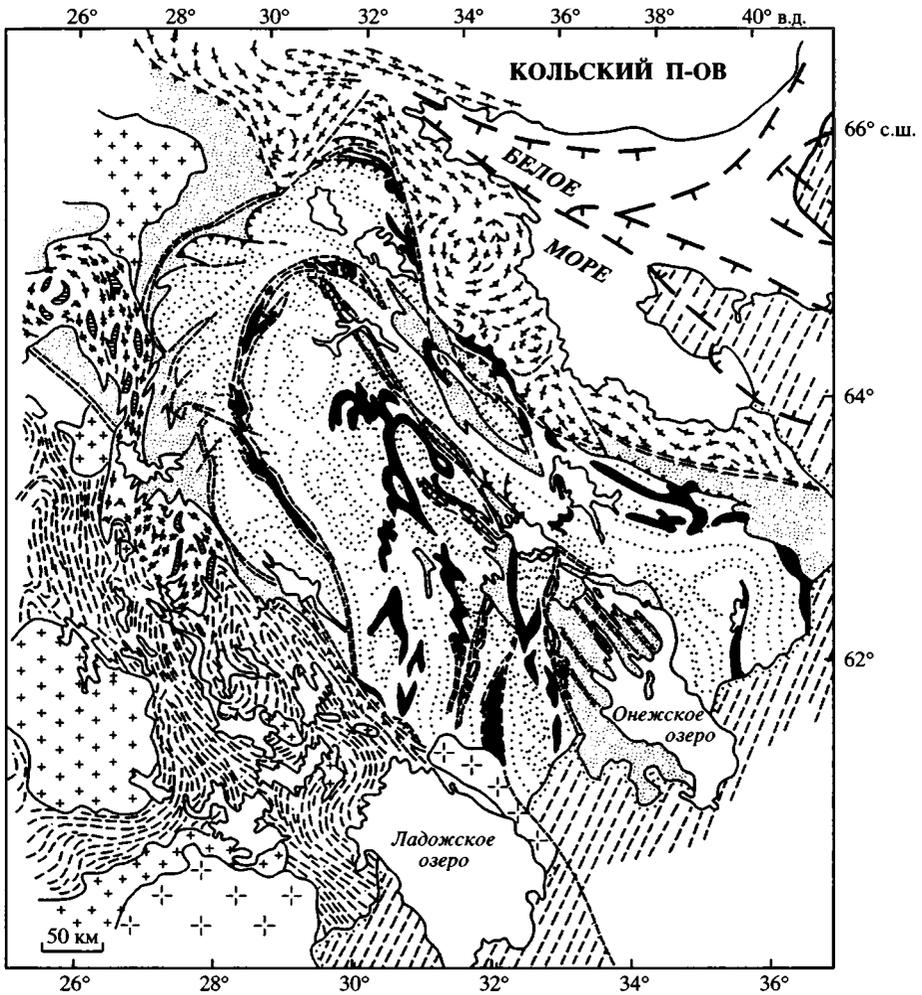


**Рис. 1.4.1.** Балтийский щит: основные тектонические элементы

1 – Кольско-Мурманский блок; 2 – Беломорский блок; 3 – области сфekoфенно-карельской складчатости; 4 – Карельский массив; 5 – Свeкофеннский блок; 6 – Готская зона; 7 – Южно-Скандинавская зона; 8 – комплекс Телемарк; 9 – граниты; 10 – граниты-рапакиви; 11 – комплексы основания в тылу каледонид; 12 – каледониды; 13 – границы зон и блоков; 14 – надвиги; 15 – чехол Восточно-Европейской платформы (ВЕП); 16 – граница распространения чехла ВЕП

**Fig. 1.4.1.** Principal tectonic elements of the Baltic shield

(1) Kola–Murmansk block; (2) Belomorian block; (3) Svecofennian–Karelian fold zones; (4) Karelian massif; (5) Svecofennian block; (6) Göta zone; (7) South Scandinavian zone; (8) Telemark complex; (9) granites; (10) rapakivi; (11) rear basement complexes Caledonides; (12) Caledonides; (13) boundaries between zones and blocks; (14) thrust faults; (15) sedimentary cover of the East European platform (EEP); (16) boundary of the EEP sedimentary cover



**Рис. 1.4.2.** Соотношение Карельского массива с Беломорским и Свеккофенским складчато-метаморфическими поясами

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – структуры Беломорид; 3 – структуры Свеккофенид; 4 – гранитные ядра в области Свеккофенид; 5 – массив Исальми; Карельский массив; 6 – выходы архейского фундамента, 7 – выходы нижнепротерозойского проточехольного комплекса, 8 – главные выходы лопийских зеленокаменных комплексов; 9 – граниты рапакиви; 10 – зоны сдвигового тектонического течения; 11 – сдвиги; 12 – краевые надвиги; 13 – граница распространения чехла Восточно-Европейской платформы; 14 – грабенообразные структуры

**Fig. 1.4.2.** Structural-tectonic scheme of the Karelian massif and the massif relations with Belomorian and Svecofennian metamorphic foldbelts

(1) sedimentary cover of the East European platform (EEP); (2) Belomorides; (3) Svecofennides; (4) granite nuclei in Svecofennides; (5) Isalmi and Karelian massifs; (6) outcrops of Archean basement; (7) outcrops of Lower Proterozoic protoplatform cover; (8) main outcrops of Lopian greenstone complexes; (9) rapakivi; (10) zones of shear tectonic flow; (11) strike-slip faults; (12) marginal thrust faults; (13) boundary of the EEP sedimentary cover; (14) graben-like structures



**Рис. 1.4.3.** Схема геологического строения Карельского массива и его обрамления (по Колодяжный, 2004) с небольшими изменениями текстовой части

1–3 – Карельский массив: 1, 2 – гнейсы и гранито-гнейсы с возрастом более 3 млрд лет (1) и менее 3 млрд лет (2), 3 – зеленокаменные пояса; 4 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 5, 6 – раннепалеопротерозойские интрузии: гранитоиды (5) и мафит-ультрамафиты (6); 7, 8 – Беломорско-Лапландский комплекс: 7 – архейские амфиболито-гнейсовые комплексы, 8 – палеопротерозойские амфиболиты и гранулиты; 9, 10 – свекофениды: 9 – вулканогенно-осадочные комплексы, 10 – гранитоиды; 11 – граниты-рапакиви; 12 – рифейско-фанерозойский чехол; 13 – зоны хрупко-вязких нарушений с преимущественно сдвиговой (а) и взбросо-надвиговой (б) кинематикой; 14 – линии сейсмопрофилей 1-ЕВ и 4В

Буквы на схеме. Основные структурно-метаморфические домены: ВД – Водлозерский блок; ЗКД – Западно-Карельский блок; ЦКД – Центрально-Карельский блок; СП – Свекофениды; БП – Беломориды. Наложенные складчато-метаморфические пояса: КУП – Колвицко-Умбинский; ВП – Ветряный; СЛ – Саво-Ладожский; КН – Кайнуу; ИВП – Имандра-Варзугский. Протерозойские синклинальные структуры: Он – Онежская; С – Сегозерская; Ян – Янгозерская; Л – Лехтинская; Ш – Шомбозерская; Кл – Куолоярвинская. Зоны концентрированного сдвигового течения: ЦК – Центрально-Карельская; КВ – Койкарско-Выгозерская; Хт – Хаутоваарская; Км – Кумсинская; ВК – Восточно-Кольская; СК – Северо-Карельская; ЛР – Ладога-Раахе; Рт – Раутаваарская; Ол – Олуярвинская; Гр – Гирвасская

рисунок массива резко отличен от структурных рисунков окружающих его геоблоков и характеризуется четко выраженной линейризованностью структурного плана и наличием дугообразных структур, как бы вложенных друг в друга. Структурные рисунки Беломорского и Свеккофеннского блоков имеют изометрично-петельчатые формы и не обладают столь высокой степенью линейности.

Карельский массив выделен не только вследствие структурного рисунка. Есть для этого и серьезные геосторические основания, ибо это кратонизированная область, имеющая архейский гранито-гнейсовый и гранит-зеленокаменный фундамент, на котором с глубоким размывом и корами выветривания в основании [Корякин, 1970] залегает нижнепротерозойский протоплатформенный чехол. Проточехольный комплекс в современном срезе сохранился в синклинальных структурах, которые имеют узкую линейную форму (Центрально- и Западно-Карельская зоны) или ромбовидные очертания грабен-синклиналей типа пулл-апарт (Восточно-Карельская зона). В некоторых случаях это пологие синклинальные впадины разного масштаба (Онежская мульда, Сегозерская синклиналь и др.).

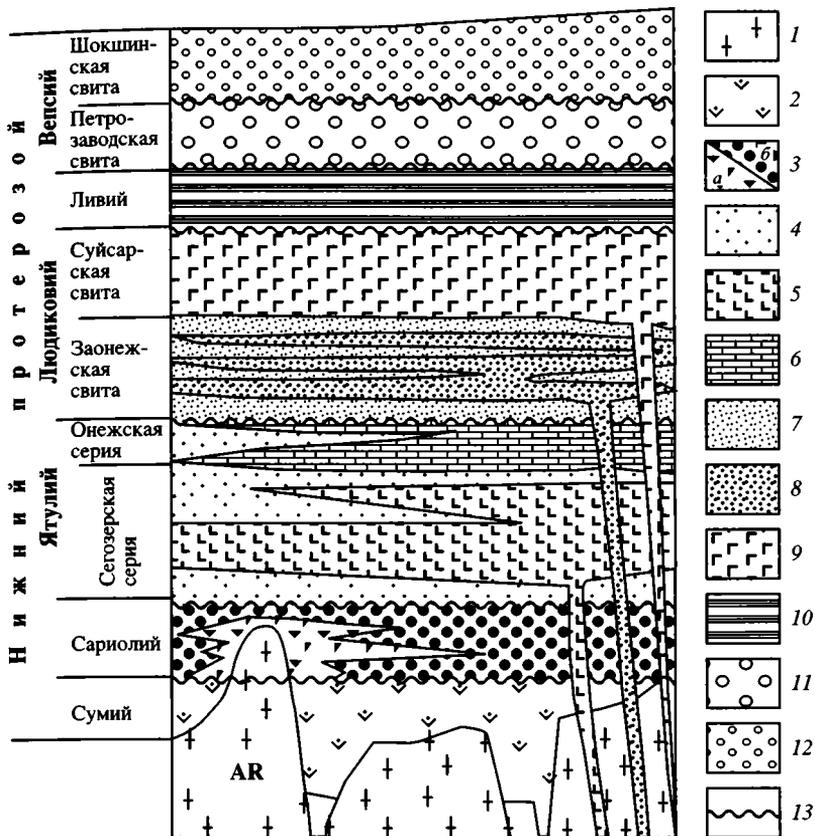
В строении нижнепротерозойских разрезов разных зон и структур существуют различия, которые выражены в неодинаковых мощностях и составе отдельных пачек и толщ, наличии или отсутствии некоторых горизонтов, преобладании того или иного типа породных ассоциаций. Но в формационном плане типы разрезов сходны и позволяют говорить о некоей единой геосторической и структурно-тектонической провинции, которая отвечает в раннем протерозое протоплатформенному эпиконтинентальному геодинамическому режиму [Кратц, 1963; Харитонов, 1955; Эскола, 1967; и мн. др.].

Обобщенный стратиграфический разрез нижнепротерозойского чехла выглядит следующим образом [Коросов, 1991; Коросов, Назарова, 1977; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Очерки..., 1995; Путеводитель..., 1987; Соколов, 1964; Хейсканен, 1996; мн. др. и наши данные] (рис. 1.4.5). На глубоко эродированном архейском гранито-гнейсовом и гранит-зеленокаменном фундаменте, кратонизация которого связана с ребольской фазой тектогенеза (2700–2600 млн лет) [Загородный, Радченко, 1987, 1988; Миллер, 1988; Сыстра, 1991], с угловым несогласием и корами выветривания в основании залегают нижнепротерозойские метатерригенные и метавулканические

←  
**Fig. 1.4.3.** Geological scheme of the Karelian massif and flanking structures

(1–3) Karelian massif of gneisses and granite gneisses more (1) and less (2) than 3 Ga old and associated greenstone belts (3); (4) Paleoproterozoic volcanogenic-sedimentary complexes; (5, 6) Early Paleoproterozoic intrusions of granitoids (5) and mafic-ultramafic rocks (6); (7, 8) Belomorian-Laplandian complex of Archean amphibolite gneisses (7) and Paleoproterozoic amphibolites and granulites (8); (9, 10) volcanogenic-sedimentary complexes (9) and granitoids (10) of Svecofennides; (11) rapakivi granites; (12) Riphean-Phanerozoic cover; (13) zones of brittle-ductile dislocations of predominantly shear (a) and thrust (b) kinematics; (14) lines of seismic profiles 1-EB and 4B

Letter symbols denote principal structural-metamorphic domains: (ВД) Vodlozero block, (ЗКД) West Karelian block, (ЦКД) Central Karelian block, (СП) Svecofennides, (БП) Belomorides; superimposed fold-metamorphic belts (КУП) Kolvitsa-Umba, (ВП) Vetryanyi, (СЛ) Sava-Ladoga, (КН) Kainuu, (ИВП) Imandra-Varzuga; Proterozoic synclinal structures: (Он) Onega, (С) Segozero, (Ян) Yanngozero, (Л) Lekhta, (Ш) Shombozero, (Ку) Kuolajarvi; zones of concentrated shear flows: (ЦК) Central Karelian, (КВ) Koikar-Vygozero, (Хт) Hautovaara, (Км) Kumsa, (ВК) East Kola, (СК) North Karelian, (ЛП) Ladoga-Raahe, (Рт) Rautvaara, (Ол) Olujarvi, (Гр) Girvas



**Рис. 1.4.5.** Обобщенный стратиграфический разрез протоплатформенного чехла Карельского массива (с использованием литературных данных – ссылки в тексте – и личных наблюдений)

1 – архейские гранит-зеленокаменные образования фундамента Карельского массива; 2–12 – нижепротерозойские образования протоплатформенного чехла: 2 – сумий: андезиобазальты, кварцевые порфиры, песчаники и конгломераты, 3 – сариолий: элювиальные брекчии (а), полимиктовые конгломераты, песчаники, лавы (б), 4–6 – ятулий: 4 – кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, 5 – базальты, андезиобазальты, 6 – известняки и доломиты со строматолитами, 7–9 – людиковый: 7 – графитсодержащие и шунгитовые сланцы, 8 – базальты, 9 – базальты, пикритовые порфириты, туфоконгломераты, сланцы, 10 – ливий: кварциты, параамфиболиты, филлиты, песчаники, 11–12 – вепсий: 11 – песчаники, алевролиты, сланцы, 12 – красноцветные песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы; 13 – стратиграфические несогласия

**Fig. 1.4.5.** Generalized stratigraphic section of the Karelian massif protoplatform cover

(1) Archean granite-greenstone complexes of the Karelian massif basement; (2–12) Lower Proterozoic protoplatform cover: (2) Sumian basaltic andesites, quartz porphyries, sandstones and conglomerates; (3) Sariolian eluvial breccia (a), polymictic conglomerates, sandstones, lavas (b); (4) Jatulian quartz sandstones, gravelstones, conglomerates, (5) basalts and basaltic andesites, (6) limestones and dolomites with stromatolites; (7) Ludicovian graphite and shungite schists, (8) basalts, (9) basalts, phytic picrites, tuff conglomerates and schists; (10) Livian quartzites, para-amphibolites, phyllites and sandstones; (11) Vepsian sandstones, siltstones, schists, (12) red sandstones, quartzitic sandstones, siltstones and schists; (13) stratigraphic unconformities

образования. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие литостратиграфические единицы (надгоризонты).

*Сумий* (~2500–2400 млн лет). Осадочные толщи представлены преимущественно высоkozрелыми кварцевыми песчаниками, кварцевыми конгломератами и гравелитами, эллювиальными брекчиями; вулканические серии сложены андезито-базальтовыми лавами, кварцевыми порфирами, плагио-порфирами и их пирокластикой. Высоkozрелые осадки, петрохимический состав основных вулканитов и их ассоциация с большими объемами кислого вулканизма указывают на их формирование в пределах эпиконтинентальных грабенообразных и рифтогенных структур, свойственных массивам с консолидированной корой [Шарков, 1984].

*Сариолий* (~2400–2300 млн лет) залегает с перерывом и несогласием на различных горизонтах архейского фундамента и сумия; в низах разреза он представлен преимущественно гранитными эллювиальными брекчиями и гранитными конгломератами, а выше – пуддинговыми полимиктовыми конгломератами, которые содержат материал всех более древних пород. Обнаружены толщи тектоно-гравитационных микститов [Леонов и др., 1998]. Известны палеовулканические постройки, где наблюдается переслаивание обломочных пород с лавами.

*Ятулий* (~2300–2100 млн лет) залегает трансгрессивно и несогласно на фундаменте и на отложениях сумия–сариолия и представлен двумя литостратиграфическими подразделениями. Нижняя (сегозерская) серия сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, мощными толщами базальтовых, трахибазальтовых и андезитовых лав с прослоями их пирокластитов (янгозерская, медвежьегорская и другие свиты). Верхняя (онежская) серия представлена пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, пестроцветными сланцами, кварцито-песчаниками и гравелитами. Толща пронизана габбро-долеритовыми силлами. Ятулийские образования распространены на территории массива наиболее широко и более отчетливо фиксируют протоплатформенный этап развития территории. Высокая степень дифференцированности терригенных осадков, их незначительная мощность, внутриформационные перерывы и конгломераты, признаки мелководности (знаки ряби, корочки окисления, косая слоистость и пр.) свидетельствуют о субплатформенном режиме осадконакопления. Именно на этом основании Карельский массив получил наименование Ятулийского континента [Эскола, 1967; Харитонов, 1963].

*Людиковий* (~2100–2000 млн лет) подразделяется на две свиты: нижняя (заонежская) сложена слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитовыми сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Залегаящая выше суйсарская свита представлена чередованием базальтов, пикритовых порфиритов, туфов, туффитов, туфоконгломератов и глинистых сланцев.

*Ливий (калевий)* (~2000–1900 млн лет) известен лишь в области западного обрамления массива и представлен мощной толщей интенсивно метаморфизованных кварцитов, параамфиболитов, филлитовидных кварц-биотитовых ритмично-слоистых пород, ритмичных пачек аркозовых и кварцевых песчаников, алевролитов, конгломерато-брекчий.

*Венский* (~1900–1650 млн лет) образует самые верхние горизонты прото-платформенного чехла массива и приурочен к пологим изометричным синклинальным структурам (Западно-Онежская мульда). Представлен двумя свитами: нижняя (петрозаводская) – сероцветные полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов; верхняя (шокшинская) – красноцветные, часто косослоистые кварцито-песчаники с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Архейский фундамент и нижнепротерозойский протоплатформенный чехол по восточной и южной окраинам массива перекрыты рифейскими грабеновыми фациями, а затем палеозойскими отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, особенности строения разрезов показывают [Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Палей, 1973; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1993], что территория Карельского массива в раннем протерозое представляла собой относительно приподнятую структуру с эпиплатформенным режимом осадконакопления, для которого характерны: незначительные мощности; внутриформационные зоны размыва; многочисленные несогласия; высоkozрелые осадки континентального типа – озерные, аллювиальные, пролювиальные отложения, эллювиальные брекчии и пески, а также мелководно-морские (карбонатно-строматолитовые) отложения и пр. Массив (микроконтинент) был окружен системой, по-видимому, несколько более глубоководных бассейнов [Гущин, 1992] (частично с признаками коры мафического профиля), которые ряд исследователей относит к категории микроокеанических [Миц, 1993; Миц и др., 1996; Park, 1985].

В то же время эта область континентального мелководно-бассейнового осадконакопления отличалась интенсивным базитовым магматизмом, в результате которого сформировались огромные массы пород основного состава, серии даек и мощных габбро-долеритовых силлов, а также расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий. Раннепротерозойский вулканизм относится к категории платобазальтового траппового вулканизма с характерным набором петрохимических признаков и определенной структурной позицией [Светов, 1972; Светов, Свириденко, 1993; Турченко и др., 1992; Шарков, 1984; Коросов, 1991; и мн. др.]. Это преимущественно недифференцированные толеитовые платобазальты, формирующие постройки щитового и трещинного типа, а также силлы габбро-долеритов, пронизывающие вмещающие толщи на разных стратиграфических уровнях. Вулканы ассоциируют с эпиплатформенными осадочными отложениями, и в нижних частях разреза в ряде мест можно видеть их непосредственное залегание с корой выветривания в основании, на гранитно-метаморфическом архейском фундаменте [Светов, 1972; Коросов, 1991; и мн. др.]. Вулканические излияния часто приурочены к системе линейно вытянутых субпараллельных асимметричных грабенов. На ранних стадиях субаэральный базальтовый вулканизм, ассоциирующий с континентальными осадочными формациями, имел преимущественно субщелочной характер [Шарков, 1984]. На более поздних этапах произошла смена режима вулканизма – появились мощные пикрито-базальтовые серии нормальной щелочности, формировавшиеся в условиях морского бассейна. Сумийские базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии (Олангский и Бураковский массивы) отвечают толеит-базальтовому исходному расплаву и формировались в условиях внутриконтинентального рифтогене-

за с относительно жесткой рамой, о чем свидетельствует их форма, автономная внутренняя структура и отсутствие следов субсолидусной деформации [Лавров, 1995; Шарков, 1984]. К протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации относится и Койкарско-Святонаволоцкая габбро-долеритовая интрузия [Трофимов, Голубев, 1995].

Кулисное расположение ятулийских габбро-долеритовых даек внутри массива и образование их эшелонированных поясов [Светов, Свириденко, 1993] свидетельствует о режиме растяжения со сдвигом (транстенсии). Дайки сумийских габбро-норитов и базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии северной части массива (в частности, олангская группа интрузий) контролируются крупным правосторонним сдвигом [Балаганский и др., 1998] и также связаны с образованием магматических дуплексов, т.е. с режимом транстенсии [Тевелев, Гроховская, 1999; Тевелев, Тевелев, 1999]. Интенсивная тектоническая жизнь региона, помимо активного вулканизма, нашла отражение и в структурном контроле зон осадконакопления, а также в перманентном изменении конфигурации и миграции областей размыва и отложения осадков [Кратц, 1963; Соколов, 1964; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1993].

Таким образом, можно констатировать, что в раннем протерозое Карельский массив являлся протоплатформой с характерным набором осадочных и вулканогенных формаций, однако с повышенными магматической проницаемостью и подвижностью. Главным геодинамическим режимом периода накопления нижнепротерозойских комплексов была транстенсия, которая прерывалась кратковременными периодами сдвига со сжатием (транспрессией), о чем свидетельствуют конседиментационные кулисные складчато-разрывные структуры, многочисленные перерывы и угловые несогласия [Войтович, 1971]. В конце раннего протерозоя наступила фаза карельского или свеко-карельского диастрофизма (1670–1600 млн лет), которая привела к существенной перестройке структурного плана территории. После этого массив вошел в состав Балтийского щита. Однако активное развитие структуры щита продолжалось, о чем свидетельствуют [Рыбаков и др., 1998]: заложение в раннем рифее рифтогенных структур и гранитов рапакиви (Приладожье); наличие готских субщелочных гранитоидных образований (Швеция); внедрение даек лампроитов и щелочных пикритов (Карелия); проявление палеозойского щелочного магматизма.

## **РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

На территории Карельского массива выделено четыре главных типа структурных зон первого порядка (структурно-парагенетических ансамблей) и соответствующих им кинематических обстановок [Леонов М. и др., 1999, 2001; Kolodiazhnyi, Leonov, 1999]: (1) дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания (flattening and squeezing zones) (содвиговые зоны, по Л.М. Расцветаеву [1997]), отражающие условия поперечного сжатия; (2) линейные зоны осепродольного концентрированного тектонического течения со структурой «цветка» (flower structure zones) [Морозов, Гептнер, 1997; Alvarez, Maurin, 1991], отражающие условия транспрессии (transpression); (3) тектонические депрессии, соответствующие зонам относительной деком-

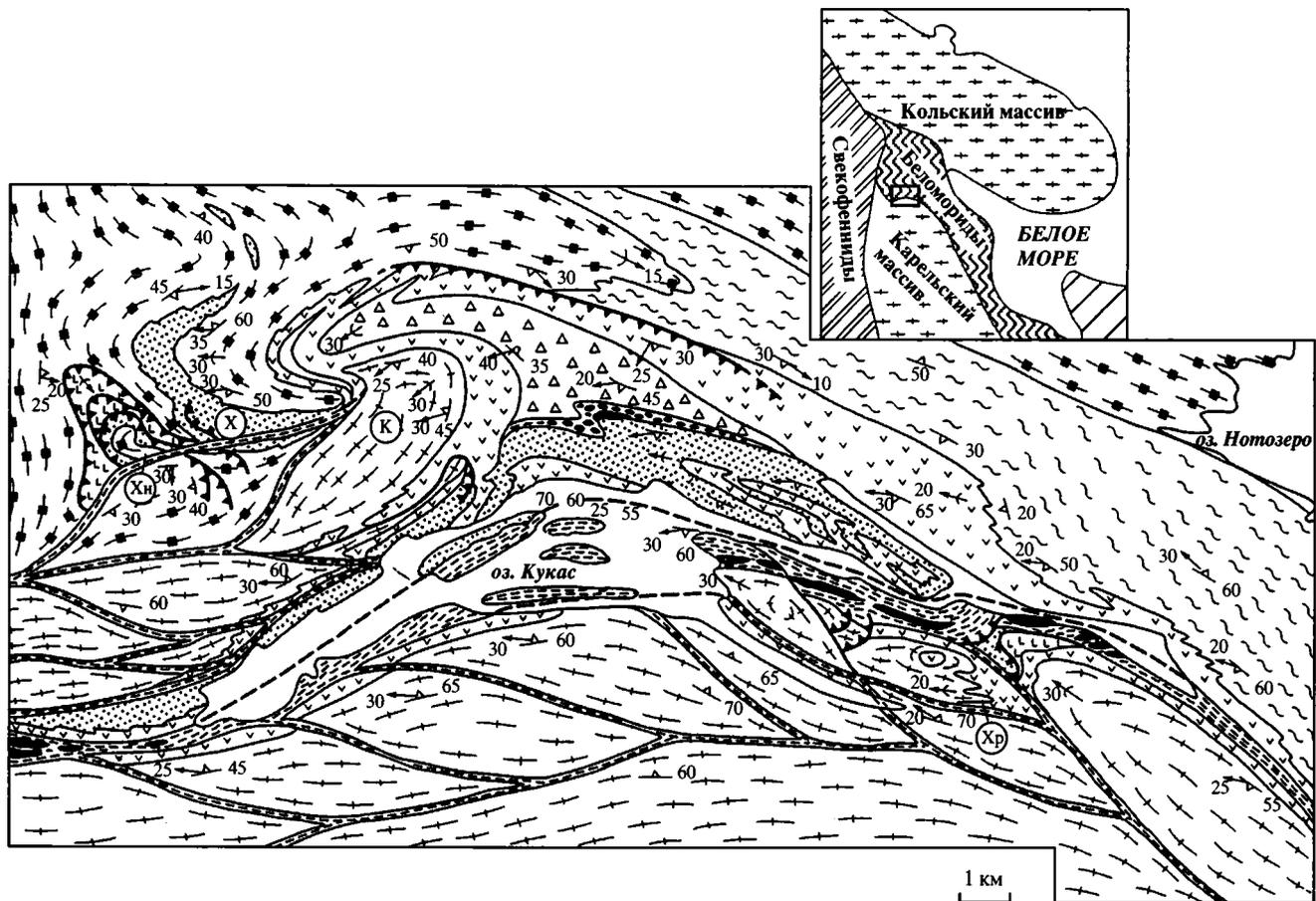
прессии и оттока горных масс (distantion или asyllum zones), часто связанные с режимом транстенсии (transtention); (4) зоны диссипативного купольно-сдвигового тектогенеза (dissipate strike-slip dome zones), отражающие распределенное объемное тектоническое течение горных масс. Первый и второй типы принадлежат к категории зон концентрированной сдвиговой деформации (high-strain shear zones).

В пределах конкретной тектонической зоны превалирует тот или иной геокинематический режим, и вместе с тем разные режимы могут проявляться одновременно в смежных зонах, а также сменять друг друга с течением времени в пределах единой структуры; тогда формируются более сложные интерференционные и (или) многоэтапные структурные парагенезы и их ансамбли. Структурно-кинематическим единицам первого порядка подчинены более частные структуры: компрессионно-надвиговые фронты; доменокупольные формы; ротационные структуры; структурно-аморфные ареалы и пр. Все эти типы структур укладываются в систему важнейших структурных парагенезов, выделяемых в кристаллических комплексах [Миллер, 1997]. Используя региональные примеры, рассмотрим главные из перечисленных типов структур и геокинематических обстановок.

### Зоны сплющивания

Эту категорию структур мы рассмотрим на примере Северо-Карельской зоны, изучение которой связано с именами многих исследователей [Буйко и др., 1995; Бураков и др., 1975; Велин, 1972; Воинов, Полеховский, 1985; Воинов и др., 1987; Володичев, 1993; Григорьева, 1967, 1968, 1969; Демидов, Кратц, 1974; Докембрий..., 1994; Зыков, 2001; Колодяжный, 1997, 1998, 1999; Коросов, 1991; Кратц, 1963; Куликов и др., 1974; Лавров, Свириденко, 1973; Леонов и др., 1998; Московченко, 1973; Московченко, Турченко, 1971, 1975; Сыстра, 1991, 1994; Сыстра, Скорнякова, 1980; Травин, 1993, 1996, 1998, 2000; Травин, Коншин, 1999; Харитонов, 1963; Шатский, Горощенко, 1991; Шипцова, 1994<sub>1,2</sub>], материалы которых наряду с материалами собственных наблюдений использованы при описании.

В современной структуре зона трассируется узкими, сильно сжатыми синклиналями (Паанаярвинская, Кукаозерская) и рядом более мелких синклинальных структур (Ханкусярвинская, Кужъярвинская, Тикшозерская), в ядрах которых расположены одноименные озерные ванны. Эти структуры выполнены в разной степени дислоцированными и метаморфизованными нижнепротерозойскими (карельскими) осадочно-вулканогенными комплексами в объеме сумийского, сариолийского, ятулийского и людиковийского надгоризонтов. Синклинали разделены выходами архейского гранито-гнейсового (саамий) и гранит-зеленокаменного (лопий) фундамента, но их единство фиксируется системой продольных, сопряженных с синклиналями вязких разрывов и выходами базит-ультрабазитовых интрузий. Зона имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к северу, и, согласно наиболее распространенному мнению, служит разделом между Карельским и Беломорским геоблоками Балтийского щита, являясь, по мнению [Леонов и др., 1996; Leonov et al., 1996], внутриплитным коллизионным швом, возникшим на границе этих крупных геоструктур. Однако Северо-Карельская зона является не просто узким швом, выраженным единой разломной плоскостью.



Это широкая (10–15 км и более) зона интенсивных дислокаций, имеющая сложное асимметричное внутреннее строение с проявлением латеральной и вертикальной структурной дисгармонии, с разными структурными формами и кинематическими обстановками в ее различных сегментах [Колодяжный, 1997, 1998, 2000; Леонов и др., 1996; Леонов и др., 1998; Травин, 1993, 2000; Травин, Коншин, 1999; Leonov et al., 1996]. В пределах зоны происходит сложная структурно-вещественная переработка и гомогенизация горных масс Карельского и Беломорского массивов в условиях метаморфизма, достигающих амфиболитовой фации [Воинов и др., 1987; Глебовицкий и др., 1996; Колодяжный, 1998, 1999; Лавров, Свириденко, 1973; Лебедев, Нагайцев, 1975; Петров, Волошина, 1987; Травин, 1996], что зачастую делает невозможным проведение четкой и однозначной границы между упомянутыми геоблоками. Более того, граница между Карельским и Беломорским массивами в зависимости от выбора критериев ее выделения и временного интервала может быть проведена несколько по-разному [Миллер, Милькевич, 1995; Сыстра, 1991; Травин, Коншин, 1999], но обсуждение этого вопроса выходит за рамки работы. Для зоны характерны: единая метаморфическая зональность в инфра- и супракомплексах фундамента и проточехла с повышением степени метаморфизма с юго-запада на северо-восток; единство структурно-вещественных парагенезов для фундамента и проточехла; участие в структуре людиковийских и калевийских образований и, следовательно, единый свекофеннский возраст деформаций (1,8–1,6 млн лет) [Воинов и др., 1987; Глебовицкий и др., 1996; Колодяжный, 1998, 1999; Петров, Волошина, 1987; Сыстра, 1991; Травин, 1996].

Одним из наиболее информативных сегментов Северо-Карельской зоны является Кукаозерская синклиналь и прилегающие к ней территории (рис. 1.4.6). Она имеет асимметричное строение в поперечном разрезе и плане



**Рис. 1.4.6.** Структурно-геологическая схема Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны [Леонов и др., 2001]

1 – беломорский комплекс: амфибол-биотитовые гранито-гнейсы, амфиболиты; 2 – лопий: метаморфизованные вулканиты; 3 – гнейсо-граниты фундамента Карельского массива; 4 – сумий: *a* – метаандезито-базальты, *b* – металавобрекчи; 5 – сариолий: полимиктовые конгломераты; 6 – ятулий: кварцито-песчаники; 7 – ультрабазиты: *a* – крупные массивы, *b* – мелкие линзы; 8 – шовная область Северо-Карельской зоны: тектониты и бластомилониты по различным горизонтам сумийско-ятулийского разреза; 9 – зоны вязко-пластического течения (ductile-shear zones); 10 – разрывы, сопряженные с зонами вязко-пластического течения: *a* – взбросо-сдвиги, *b* – надвиги; 11 – ориентировка линейности и сланцеватости (*a*), опрокинутое залегание слоев (*b*); 12 – шарниры складок: *a* – антиклинальных, *b* – синклинальных; 13 – местоположение схемы на карте-врезке

Буквами на схеме обозначены: К – Кужъярвинский покров, Хр – Хирвинаволоцкие языкообразные покровные складки, X – Ханкусъярвинская синклиналь, Хн – Ханкусъярвинский покров

**Fig. 1.4.6.** Structural-geologic scheme of the Kukasozero segment of the North Karelian zone

(1) Belomorian complex of amphibole-biotite granite gneisses and amphibolites; (2) Lopian metavolcanics; (3) granite-gneiss basement of the Karelian massif; (4) Sumian metamorphosed (*a*) basaltic andesites and (*b*) lava breccias; (5) Sariolian polymictic conglomerates; (6) Quaternary deposits; (7) ultramafic massifs (*a*) large and (*b*) small; (8) tectonites and blastomylonites after different horizons of the Sumian-Jatulian section, the North Karelian suture zones; (9) ductile-shear zones; (10) strike-slip reverse faults (*a*) and thrust faults (*b*) associated with ductile-shear zones; (11) orientation of lineation and schistosity (*a*) and overturned dip of beds (*b*); (12) hinge lines of (*a*) anticlinal and (*b*) synclinal folds; (13) area position in the inset map

Letter symbols in the figure denote (K) Kuzhjarvi nappe, (Xp) Khirvinavolok linguoid thrust folds, (X) Khankusjarvi syncline and (Xn) synonymous nappe

[Колодяжный, 1997, 1998; Травин, 2000]. Южное крыло сильно сжатое, крутое, запрокинутое в северном направлении. Северное крыло в целом более пологое, обнажается в широкой полосе и осложнено складками, покровно-складчатыми и складчато-купольными структурами. Имея в целом синформное строение, Кукасозерская структура, будучи тектонически разлинзована и расланцована, теряет его по простиранию и в ядерной части. В юго-западном и юго-восточном направлениях она утоняется и переходит в систему боковых сдвигов. В первом приближении тектонический план сегмента определяется сосуществованием относительно узкой (1–3 км) осевой части и более обширных (шириной 5–15 км) областей обрамления. В пределах южного и северного обрамления структуры чередуются антиклинальные участки с пологим (10–20°) залеганием слоев и участки синклиналичного строения, где залегание плоскостных текстур – слоистости, полосчатости, сланцеватости – субвертикальное. Эта особенность характерна для классических копьевидно-дольчатых (cuspsate-lobate), сводово-килевидных аркадных структур [Сомин, 1998, 2000].

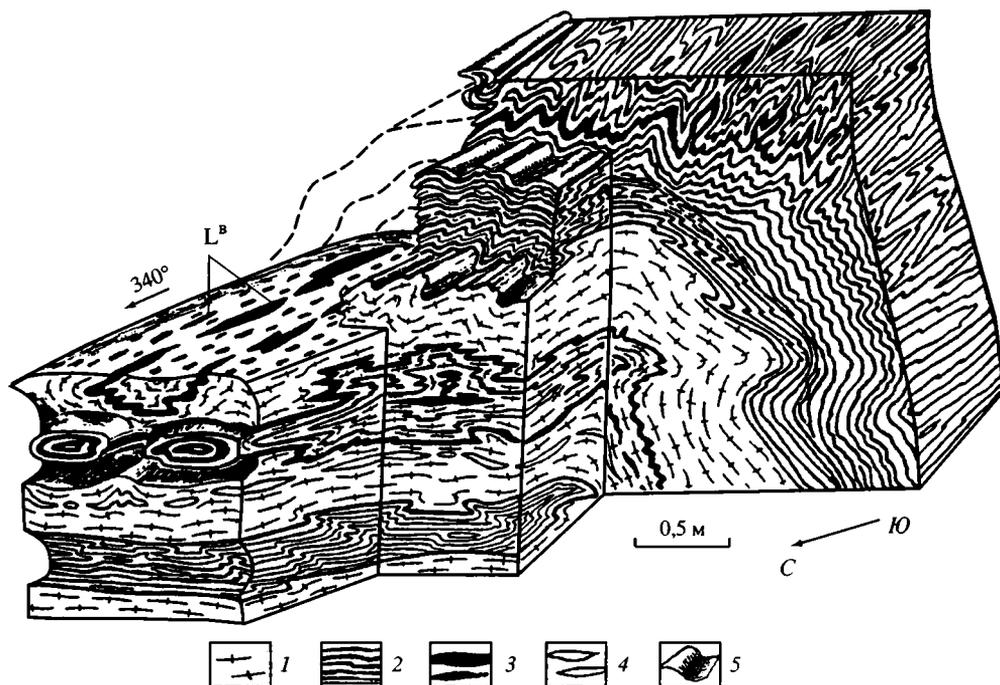
Осевая зона коллизионного шва, совпадая пространственно с осевой плоскостью Кукасозерской синклинали, обнажается на м. Хирвинаволок и на островах в центральной части озера. В ее строении участвуют главным образом расслоенные в результате метаморфической дифференциации тектониты, представленные тонким чередованием амфиболитов, амфиболовых, актинолитовых, гранат-амфиболовых, карбонат-амфиболовых и других сланцев, а также мраморов и доломитов. По общепринятому мнению, эти породы образуют наиболее верхние горизонты нижнепротерозойского разреза и принадлежат хирвинаволоцкой свите людиковийского надгоризонта среднего карелия, образующей ядро синклиналичной структуры [Кратц, 1963; Сыстра, 1991; Шатский, Горощенко, 1991; Травин, 1996]. Однако, по мнению М.Г. Леонова и С.Ю. Колодяжного, есть основания полагать, что эти породы являются продуктом динамометаморфических преобразований, имеют биметасоматическое происхождение, и их стратиграфическое положение не вполне ясно.

Толща имеет полосчато-слоистое строение, однако оно, по-видимому, является следствием интенсивной структурно-вещественной дифференциации и лишь частично наследует первичные соотношения и форму напластования исходных вулканогенно-осадочных пород. В этом структурно-метаморфическом «матриксе» плавают многочисленные мезо-, макро-, и мегабудины габбро-амфиболитов. Вдоль южного разрывного контакта осевой зоны протягивается прерывистая цепочка мелких тел (будин) серпентинизированных ультрабазитов. Кроме карбонатно-амфиболовых пород, в строении центральной полосы участвуют полимиктовые конгломераты, состоящие из сцементированных слюдисто-амфиболовым матриksom галек и валунов кварца, кварцитов и плагиогранитов, однако их положение в разрезе неясно [Шацкий, Горощенко, 1991].

Полоса пород, развитых в осевой части Кукасозерской синклинали, характеризуется высокой степенью линейризованности и сжатости структур с субвертикальным залеганием слоев, с небольшими отклонениями падения в 10–20° в северных или, что более характерно, в южных румбах, конформно надвигу, протягивающемуся вдоль южного ограничения зоны на границе

со структурами Карельского массива. Простираение сланцеватости, межпластовых разделов, осевых плоскостей складок, линейности удлинения и минеральной линейности соответствует общему изгибу дуги Кукаозерской структуры и в центральной части имеет субширотное направление.

Пласты смяты в разномасштабные изоклиналильные, сложные петельчатые и колчановидные складки, образованные при последовательно развивающемся процессе пластического течения (рис. 1.4.7). Осевые поверхности складок субвертикальны или слабо наклонены в северном или южном направлениях. Шарниры складок имеют падение к западу под углом в 10–30° к горизонту в соответствии с общей линейностью, фиксируемой по минеральным агрегатам. Развиты интенсивная сланцеватость, многочисленные послойные продольные вязкие разрывы и зоны хрупко-пластического течения, продольные будинаж-структуры. Будинажу подвержены, в частности, замковые части складок, в результате чего они образуют цепочки концентрически замкнутых будин, а их крылья смыкаются, и возникают структуры тектонического сшивания. Будины расположены на одной линии, соответствующей

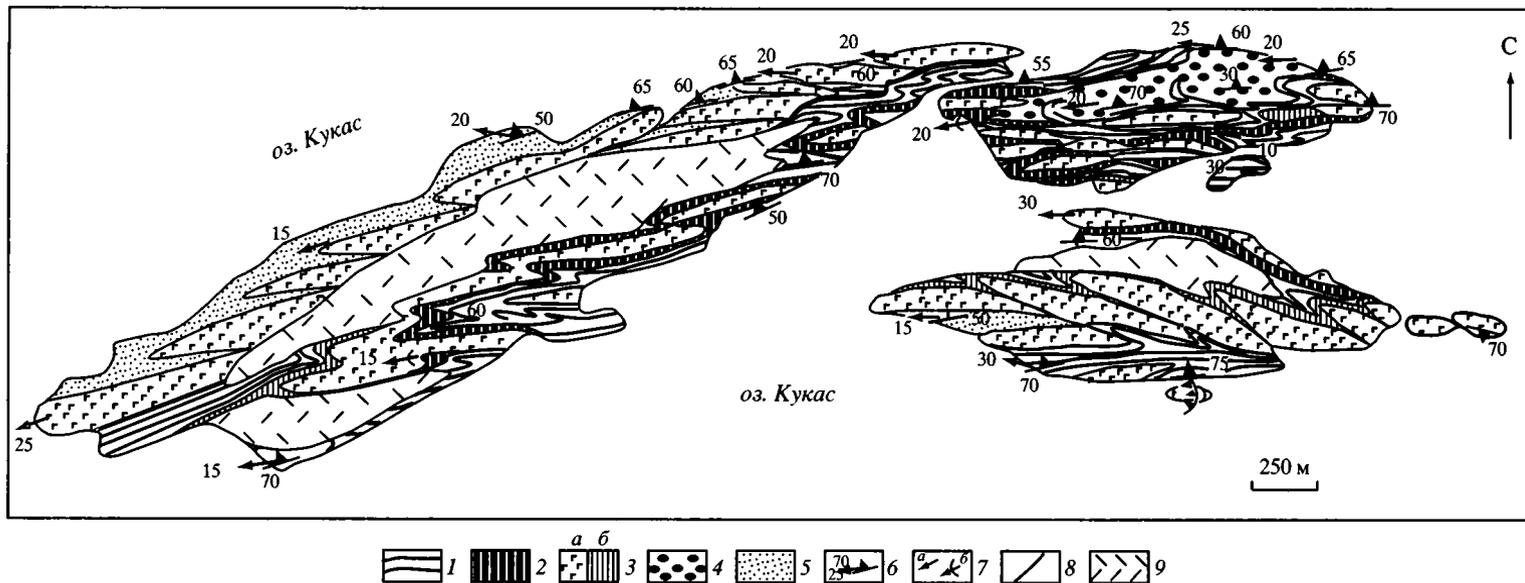


**Рис. 1.4.7.** Блок-диаграмма, отражающая строение колчановидных складок в теле гранито-гнейсового Ханкусъярвинского покрова (составил С.Ю. Колодяжный)

1 – гранито-гнейсы; 2 – биотитовые кристаллические сланцы; 3 – жилы мигматитов; 4 – линзы и прожилки кварца; 5 – рельеф поверхностей гнейсовидности; L – минеральная линейность и линейность растяжения типа «В», ориентированная вдоль шарниров складок

**Fig. 1.4.7.** Block-diagram illustrating morphology of sheath folds in granite-gneiss body of the Khankusjarvi nappe

(1) granite-gneisses; (2) biotite crystalline schists; (3) migmatite veins; (4) quartz lenses and veins; (5) relief of gneissosity surfaces; (L) mineral and «B»-type stretch (extension) lineation oriented parallel to fold axes

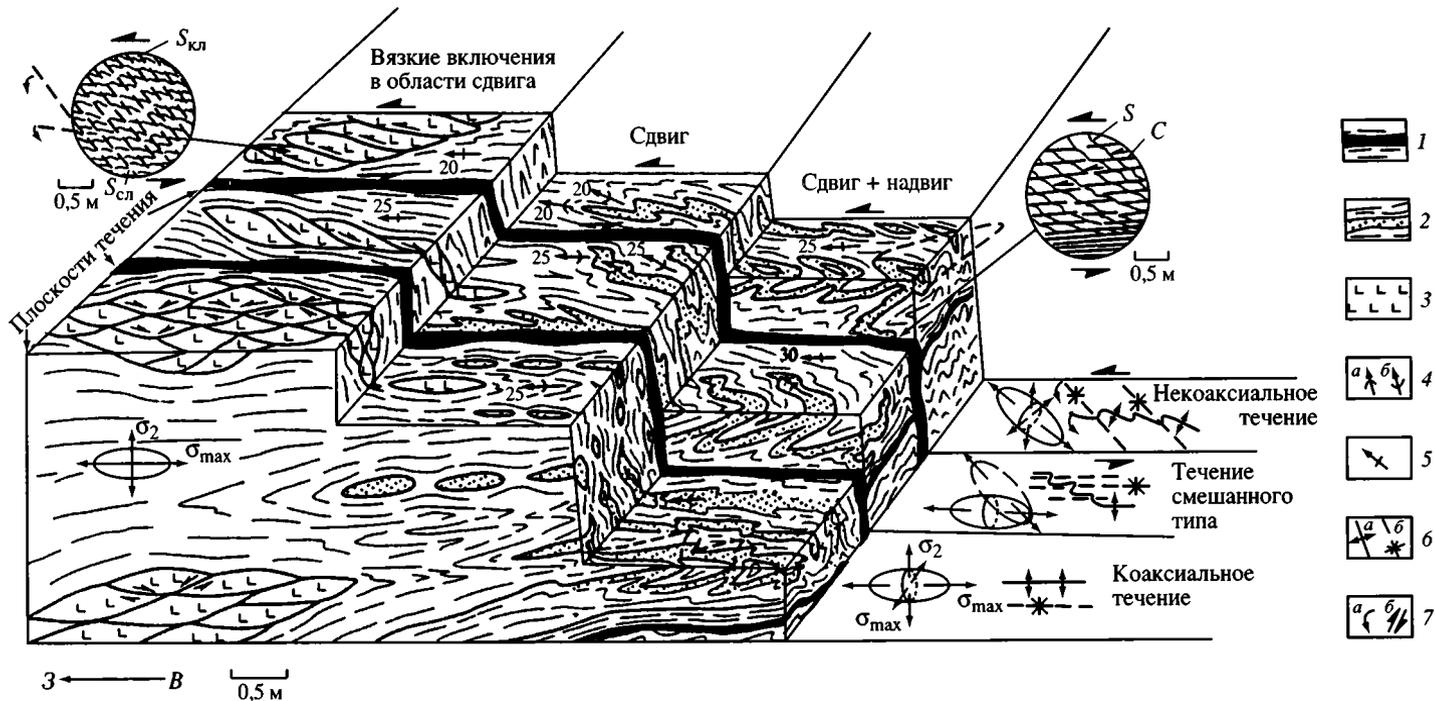


**Рис. 1.4.8.** Структурно-геологическая схема осевой полосы (коллизийного шва) хрупко-пластического течения Северо-Карельской зоны (острова оз. Кукас) [Леонов М. и др., 2001]

1 – гранат-актинолит-хлоритовые, тремолит-хлорит-карбонатные сланцы; 2 – мраморы, мраморизованные доломиты, тремолит-карбонатные породы; 3 – габбро-амфиболиты (а) и их метасоматически измененные аналоги (б); 4 – олигомиктовые метаконгломераты; 5 – графитизированные кварцито-песчаники; 6 – ориентировка сланцеватости и линейности; 7 – ориентировка минеральной линейности; 8 – взбросо-сдвиги; 9 – задернованные участки

**Fig. 1.4.8.** Structural-geologic scheme of axial ductile-shear zone (collision suture) in the North Karelian zone (Kukas Lake islands)

(1) garnet-actinolite-chlorite, tremolite-chlorite-carbonate schists; (2) marbles, marmorized dolomites, tremolite-carbonate rocks; (3) gabbro-amphibolites (a) and their metasomatic equivalents (b); (4) polymictic metaconglomerates; (5) quartzitic graphite sandstones; (6) orientation of schistosity and lineation; (7) orientation of mineral lineation (a); (8) strike-slip reverse faults; 9 – non exposed areas



**Рис. 1.4.9.** Схематизированная блок-диаграмма структурных парагенезов шовной зоны Северо-Карельской зоны (острова оз. Кукас) (составил С.Ю. Колодяжный)

1 – зоны тектонического срыва и проскальзывания литонов; 2 – псевдослоистые пластичные амфибол-хлорит-карбонатные породы; 3 – относительно компетентные тела габбро-амфиболитов; 4 – шарниры складок: а – антиклинальных, б – синклинальных; 5 – минеральная линейность; 6 – осевые плоскости: а – антиклиналей, б – синклиналей; 7 – направления: а – вращения, б – сдвига

**Fig. 1.4.9.** Schematic block-diagram of structural parageneses in the North Karelian suture zone (Kukas Lake islands)

(1) tectonic shear-and-slip zones; (2) pseudolayered plastic amphibole-chlorite-carbonate rocks; (3) relatively competent gabbro-amphibolite bodies; (4) axes of (a) anticlinal and (b) synclinal folds; (5) mineral lineation; (6) axial planes of (a) anticlines and (b) synclines; (7) rotation (a) and slip (b) directions

направлению сланцеватости, или кулисообразно, подчеркивая вместе с сигмоидальными изгибами многих структурных элементов общее продольное сдвиговое течение в пределах зоны (см. рис. 1.4.7; рис. 1.4.8; 1.4.9). Развиты минеральная линейность и линейность удлинения, имеющие, как и оси складок, горизонтально-продольную к простираению зоны ориентировку при наклоне в 10–15° к горизонту.

В целом осевая полоса Северо-Карельской зоны (см. рис. 1.4.8) имеет складчато-линзовидно-ленточную макроструктуру и состоит из отдельных струйчатых литонов разного масштаба, ограниченных вязкими разрывами. Литоны отличаются разными режимами тектонического течения, соответствующими простому (некоаксиальное течение) и чистому (коаксиальное течение) сдвигу или их комбинации. Как показывают вышеприведенные данные, общая структура центральной полосы характерна для областей вертикально-плоскостного субгоризонтального осепродольного хрупко-пластического сдвигового течения, которое осуществляется в условиях интенсивного поперечного сжатия, т.е. структурный рисунок зоны отражает интерференцию режимов поперечного сплющивания или содвига [Расцветаев, 1997] и осепродольного сдвигового течения.

Тектоническая структура северного и южного обрамлений отличается от структуры осевой зоны меньшей линейризованностью и специфическим набором тектонических форм.

В северном обрамлении структурный рисунок характеризуется извилистыми очертаниями и сложной виргацией тектонических форм, проявлением купольно-складчатого тектогенеза, сложным взаимопроникновением (в горизонтальном и вертикальном планах) кристаллических масс карельского и беломорского типов с исчезновением в результате структурно-вещественной перестройки четкой границы между ними. К северу от осевого «шва» нижнепротерозойские толщи имеют относительно пологое залегание. Карельские комплексы образуют здесь широкую полосу и осложнены запрокинутыми к северу диагонально-кулисными складками с левосторонним рисунком, что отражает общую сдвиговую кинематику.

Характерной чертой структуры является ярко выраженная структурная асимметрия ее северо-западного и северо-восточного крыльев [Колодяжный, 1998; Травин, 2000]. В западной части складчатая структура образует гигантский S-образный горизонтальный изгиб, связанный с левосдвиговым смещением. Складки часто трансформируются в покровы и колчановидные структуры, широко распространенные в пределах Ханкусьярвинской и Хирвиноволокской покровно-складчатых структур (см. рис. 1.4.7), а куполообразные структурные формы – в тектонические покровные козырьки, одним из которых является «языкообразный» покров Кужъярвинского массива.

В северо-восточном крыле Кукаозерской дуги синклинальное строение осложнено слабо развитыми флексурными изгибами и асимметричными складками, образующими правый рисунок. Эти структуры являются более поздними по отношению к диагонально-кулисным левосторонним складкам и надвигу в основании карелид. В севером крыле образования карелия с тектонизированной и рассланцованной корой выветривания перекрывают беломорские гранитогнейсы и толщи лопия. Асимметрия структурного плана и соотношение структур в пространстве указывают, что в пределах север-

ного обрамления шовной зоны преобладает некоаксиальное латерально-продольное тектоническое течение горных масс в условиях объемного левосдвигового смещения, парагенетически связанного с общим выдавливанием толщ к западу и северу [Колодяжный, 1997, 1998; Травин, 1996, 2000].

Сумийские базальные кварциты, хотя и сохраняют свое положение в основании разреза проточехла, образуют разобщенные тектонические линзы, что наряду с тектонитами по коре выветривания и асимметричными приразломными складками указывает на почти повсеместный субслойный тектонический срыв (detachment fault) на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Субгоризонтальные и субслойные зоны тектонического расщепления, бластомилонитизации и тектонических срывов, сопровождающиеся вторичными структурно-вещественными преобразованиями и формированием новых объемов гранитизированных пород на границе цоколя и чехла, описаны на многих участках территории [Колодяжный, 1998, 1999].

Очень важен вопрос о том, когда началось формирование базального срыва: до начала метаморфизма, синхронно с ним или позже. Судя по характеру микро- и мезоструктур базальных слоев, метаморфизм имел син- и посткинematический характер: в этих слоях развита четкая минеральная линейность, но часть минералов, например кианит, слабо ориентированы. Порфиробластический рост без предпочтительной ориентировки особенно характерен для роговой обманки в верхних частях разреза. Сохранение признаков исходно синклинального строения структуры (омоложение толщ в ее осевой части, фрагменты базальных псаммитов на ее крыльях, отсутствие в некоторых из этих фрагментов признаков бластомилонитизации) позволяет предполагать, что до начала метаморфизма сколько-нибудь значительного тектонического «перемешивания» толщ, характерного для дометаморфических срывов, по-видимому, не было.

К югу от шовной зоны Кукасозерского сегмента располагаются гранито-гнейсы Карельской провинции, тектонический стиль которых определяется развитием структурно обособленных, но имеющих сходное внутреннее строение ячеек, которые представляют собой домены линзовидной и ромбовидной форм, отграниченные друг от друга относительно узкими (0,1–0,5 км) субвертикальными зонами катаклаза, расщепления, бластомилонитизации и диафтореза, отражающими взбросо-сдвиговое вязко-пластическое течение. В бортах зон с левосдвиговым смещением часто развиваются сопряженные покровно-надвиговые структуры и складки, диагональные по отношению к простиранью сдвигов. Образуются структуры типа «цветка», механизмы формирования которых описаны в Главе 3.3. Переходы от внутренних частей доменов к обрамляющим зонам интенсивной тектонизации обычно постепенные. Внутри доменов фиксируются структуры вязко-пластической деформации: бластез, расщепление, асимметричные складки и пр. Центральные части доменов нередко имеют купольно-покровно-складчатое строение и образуют асимметричные языкообразные складки, шарьированные вдоль длинной оси доменов. Купольные структуры не являются, строго говоря, классическими гранито-гнейсовыми куполами, а представляют собой «структурные купола», внутреннее концентрическое строение которых фиксируется главным образом соответствующим струк-

турным рисунком. В обрамлении шовной зоны домены ориентированы несколько косо по отношению к оси генеральной структуры. По мере удаления от «шва» контуры доменов становятся менее определенными, и внутренняя структура гранито-гнейсов Карельского массива становится более аморфной и менее структурно-ориентированной. Нужно отметить, что домено-купольная тектоника свойственна и северному обрамлению зоны, однако если на юге наиболее отчетливо выражено именно доменное строение, то на севере преобладает купольно-складчатый тектогенез. Линзовидные очертания и кулисообразное расположение доменов наряду с развитыми между ними зонами вязко-пластического течения и фронтальным надвигом свидетельствуют о надвигово-сдвиговой кинематике южного геоблока.

Заканчивая описание фактического материала, отметим: (1) внутри всей колонны пород Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны существует единая для фундамента и чехла структурно-метаморфическая зональность, а структурно-метаморфические несогласия отсутствуют [Колодяжный, 1997, 1998, 1999; Леонов и др., 1996; Сыстра, 1991; Травин, 1996]; (2) наблюдается четкая корреляция структурных форм архейского фундамента и нижнепротерозойского проточехла: линейные и плоскостные элементы образуют на стереограммах общие концентрированные поля; (3) соответствие линейности растяжения (В-линейность) шарнирам складок характеризует последние как результат расплющивания с преобладающим продольным (вдоль шарниров) направлением тектонического транспорта.

Приведенные выше данные позволяют рассматривать Кукаозерский сегмент Северокарельской зоны как структуру сплющивания и нагнетания с преимущественно горизонтально-продольным сдвиговым тектоническим течением. Процессы структурообразования при этом развивались на фоне метаморфических событий, имеющих тенденцию к понижению от высокобарических условий амфиболитовой фации к низкотемпературным зеленосланцевым преобразованиям [Колодяжный, 1998]. В целом намечается ряд структурно-вещественных парагенезов, последовательность развития которых в схематизированном виде отражена на рис. 1.4.9.

На раннем этапе пластического течения в пределах рассматриваемой области обособились относительно линейные в плане шовная зона Северо-Карельской структуры и структурно сопряженные с ней области обрамления (рис. 1.4.10, 1, см. вклейку). В шовной области отмечается преимущественно коаксиальное продольное и в меньшей мере вертикально-направленное тектоническое течение, что проявляется в развитии конформных простирацию зоны линейно-плоскостных структур. В областях обрамления с преобладающим некоаксиальным режимом течения формируются диагональные к общему простираанию зоны складчатые (в супракрустальных комплексах) и домено-купольные (в фундаменте) структуры, испытывающие прогрессивное вращение в плоскости общего течения по модели простого сдвига. В бортах сдвиговых зон образуются сопряженные с ними покровно-складчатые структуры. Характер структурных рисунков всей зоны в целом свидетельствует о развитии преимущественно левосдвиговых перемещений, развивавшихся на фоне общего вертикального и продольного тектонического течения.

Прогрессивное развитие некоаксиального тектонического течения в областях обрамления шва сопровождалось поворотом осей складок и других

линейно-плоскостных элементов относительно к плоскости течения с формированием на их месте новых диагональных структур (рис. 1.4.10, 2, см. вклейку). Результатом этого явилось развитие весьма распространенных в регионе структур «прогрессивного вращения и пересечения», которые выглядят как ложные полискладчатые формы, но в реальности объединяют структуры единого парагенеза и сходного динамического генезиса.

На этапе хрупко-пластического течения регрессивного этапа метаморфизма происходит формирование Кукаозерской дуги, что обозначается развитием правосдвиговых перемещений в ее восточном крыле и левосдвиговых в западном (рис. 1.4.10, 3, см. вклейку). При этом сохраняется режим преобладающего продольного тектонического течения с частичным унаследованием основных структурных форм предыдущего этапа. Однако в данном случае перемещения более локализованы и концентрируются вдоль обособленных плоскостей – зон расланцевания и диафтореза. Оформившаяся к концу этого этапа тектоническая структура области в основном соответствует современной. На этапе хрупкого тектонического течения она была незначительно, в основном унаследованно, усложнена за счет дизъюнктивных нарушений с относительно небольшими амплитудами перемещения.

Рассмотренная схема эволюции структурных парагенезов Кукаозерского сегмента предполагает чрезвычайно длительный период их развития в сходной динамической обстановке режима транспрессии.

Все приведенные данные указывают на то, что формирование инфра- и супраструктуры Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны, которая на ранних этапах представляла собой рифтогенную структуру, заложившуюся на континентальном архейском фундаменте [Коросов, 1991; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Травин, 1996; Турченко и др., 1992; Шарков, 1984; Шатский, Горощенко, 1991; и мн. др.], связано с проявлением свекофеннского тектогенеза. Парагенез структурных ансамблей свидетельствует, что зона сформирована в едином поле напряжений в результате субмеридионального сжатия между двумя геомассами – Беломорской на севере и Карельской на юге – и представляет собой зону сплющивания и продольного асимметричного тектонического течения, что показано в [Колодяжный, 1998; Травин, 2000]. В то же время особенности структурно-кинематического плана (главным образом повсеместное развитие признаков объемного тектонического течения, т.е. реидной деформации) и постепенное нарастание интенсивности структурообразующих процессов от периферии к центру зоны указывают, что образование коллизийного шва связано не с процессом столкновения двух жестких блоков, а обусловлено встречным объемным течением относительно пластичных беломорских (на севере) и карельских (на юге) горных масс. Отчетливо выраженный аркадный характер Кукаозерской мегаструктуры противоречит модели поддвигания/надвигания двух жестких коровых пластин, поскольку структуры аркадного типа свидетельствуют об обстановке сплющивания в вертикальной плоскости [Сомин, 1999, 2000]. Кроме того, при поддвигании Карельской плиты под Беломорскую наиболее сильный и глубокий метаморфизм должна была бы испытать первая из них. В действительности же метаморфизм нарастает к северу, т.е. к области «надвинутых» беломорских образований [Московченко, Турченко, 1971; Бабарина, 1999].

## Зоны осепродольного течения

Одним из примеров этого типа геоструктур является Центрально-Карельская зона. Имея ширину 5–50 км, она протягивается более чем на 400 км вдоль оси Карельского массива и трассируется системой линейных синклинальных (часто изоклинальных) структур, выполненных толщами протоплатформенного чехла. Частные синклинали, вытянутые на десятки километров и имеющие ширину от нескольких сотен метров до 1–5 км, в южном направлении расширяются до 20–30 км, образуя треугольную в плане Сегозерскую мульду, к югу от которой Центрально-Карельская зона распадается на две ветви – Сегозерско-Кумсинскую и Койкарско-Сегозерскую. Последнюю, базируясь на данных [Войтович, 1971; Колодяжный, 1999, 2000, 2002; Кратц, 1963; Миллер, 1988; Новикова, 1975; Новикова, Чахмахчев, 1967; Путеводитель..., 1987; Робонен, Рыбаков, 1978; Светов, 1972; Светова, 1978; Стратиграфия..., 1992; Сыстра, 1991; Трофимов, Голубев, 1995] и собственных наблюдениях [Леонов и др., 1999], рассмотрим более подробно. Койкарско-Сегозерская зона при ширине порядка 5–10 км, прослеживается

**Рис. 1.4.11.** Положение Койкарско-Сегозерской зоны сдвиговых деформаций в структуре Карельского массива (А) и схема ее геологического строения (Б). Составил С.Ю. Колодяжный

А. 1 – гранито-гнейсы (AR<sub>1</sub>); 2 – зеленокаменные образования (AR<sub>2</sub>); 3 – отложения протоцехла (PR<sub>1</sub>); Б. 4 – гранито-гнейсы (AR<sub>1</sub>); 5–7 – лопий (AR<sub>2</sub>); 5 – зеленокаменные комплексы, 6 – гранодиориты, 7 – граниты; 8–13 – протоцехол (PR<sub>1</sub>): 8 – сумий (андезито-базальты), 9–10 – сариолий: глыбовые брекчии (9), конгломераты (10), ятулий: 11 – терригенные отложения, 12 – вулканогенно-терригенные отложения, 13 – терригенно-карбонатные отложения; 14 – четвертичные отложения; 15 – зоны сдвиговых деформаций; 16 – взбросо-сдвиги: достоверные (а), предполагаемые (б); 17–19 – оси складок: 17 – первой генерации, 18 – второй генерации, 19 – третьей генерации: синклинали (а), антиклинали (б); направления: 20 – погружения куполообразных структур, 21 – сдвиговых перемещений, 22 – вращения; 23 – положение схемы Б на врезке А

Основные структуры и зоны (А, Б): Кк – Койкарская купольно-сдвиговая структура; КС – Койкарско-Сегозерская зона; СКм – Сегозерско-Кумсинская зона; Он – Онежская система дислокаций; С – Семченский зеленокаменный трог

Буквы в кружочках В–Е – стереографические равноплощадные проекции на нижнюю планисферу полюсов сланцеватости и слоистости: В – сланцеватость в породах лопия (128 замеров); Г – слоистость в породах сумия (48 замеров); Д – слоистость в породах сариолия (46 замеров); Е – слоистость в породах ятулия (143 замера)

Буквы на стереограммах: F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> – осевые плоскости складок первой, второй и третьей генерации, соответственно; LF – шарниры складок; β – ось складчатости

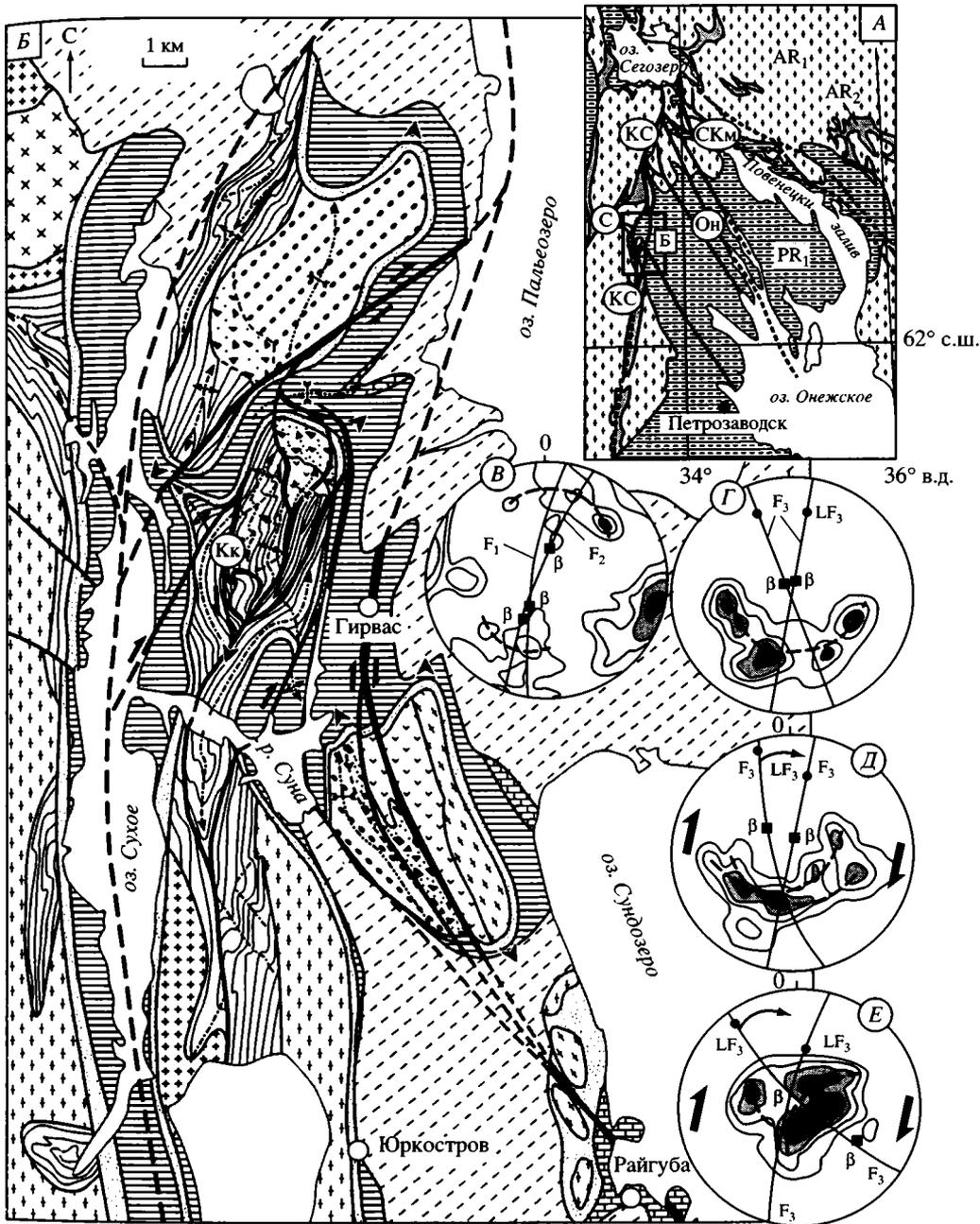
**Fig. 1.4.11.** Position of the Koikar-Segozero zone of shear strain in the Karelian massif (A) and scheme of its geological structure (B)

A: (1) granite gneisses (Lower Archean); (2) greenstone complexes (Upper Archean); (3) deposits of protocover (Lower Proterozoic)

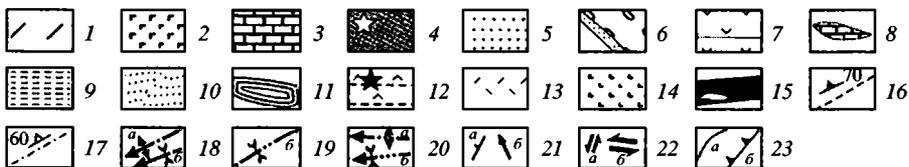
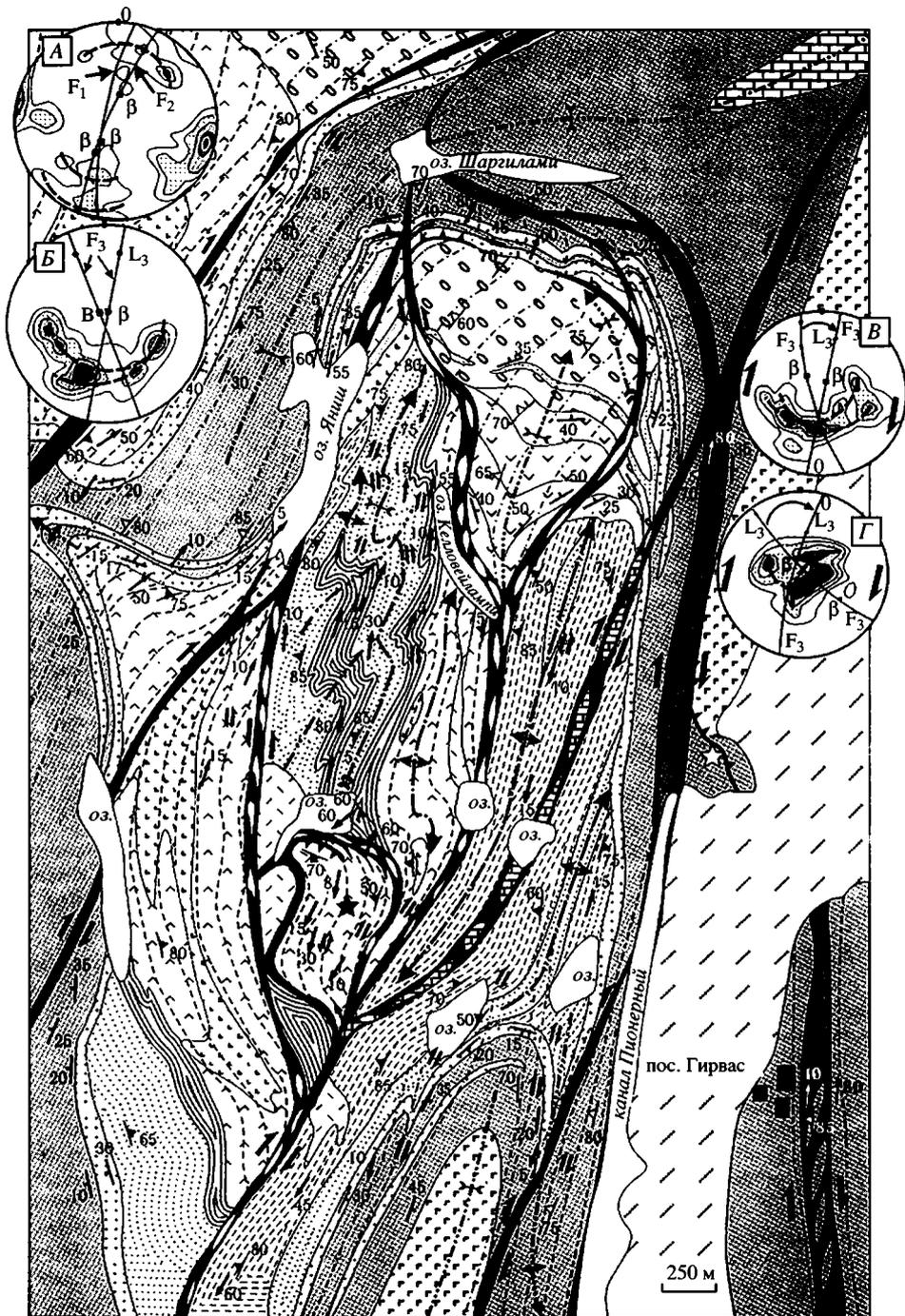
B: (4) granite gneisses (Ar<sub>1</sub>); (5–7) Lopian (Ar<sub>2</sub>) greenstone complexes (5), granodiorites (6) and granites (7); (8–13) Sumian (Pr<sub>1</sub>) basaltic andesites (8), Sariolian boulder breccias (9) and conglomerates (10); Jatulian terrigenous (11), volcanogenic-terrigenous (12) and terrigenous-carbonate (13) deposits; (14) Quaternary deposits; (15) shear strain zone; (16) thrusts established (a) and presumable (b); axes of the first (17), second (18) and third (19) generation folds corresponding to synclines (a) and anticlines (b); (20) plunging directions of dome-shaped structures, (21) vectors of shear dislocations and (22) rotation; (23) area B in the inset map A; principal structures and zones: (Kk) Koikar dome-shearing structure, (Kc) Koikar-Segozero zone, (CKm) Segozero-Kumsa zone, (On) Onega dislocation system, (C) Semcha greenstone trough

(B–E) polar stereographic equal-area projections of schistosity and bedding azimuths onto lower planisphere: (B) schistosity in Lopian rocks (128 measurements, isolines 3–5–10, 18, 20%); (Г) bedding in Sumian rocks (48 measurements, isolines 2–4–6–10, 15%); (Д) bedding in Sariolian rocks (46 measurements, isolines 5–12–15%); (E) bedding in Jatulian rocks (143 measurements, isolines 1–2–5–7–10, 15%)

Letter symbols in stereograms: (F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub>) axial planes of folds of the first, second and third generations respectively; (LF) fold axes; (β) axis of general folding



- |  |  |  |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|--|--|--|
|  |  |  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |  |  |



в субмеридиональном направлении более чем на 100 км (рис. 1.4.11). В ее строении участвуют гранито-гнейсы, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы архея, а также вулканогенно-осадочные толщи нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Зона ограничена субвертикальными разломами и зонами пластического сдвигового течения, а в ее пределах преобладает субвертикальное положение пластов и сланцеватости. Породы пронизаны крутопадающими разрывами, а также зонами расланцевания и бластомилонитизации, вдоль которых происходит тектоническое совмещение линз, сложенных породами различного возраста и состава. Наблюдаются элементы диагонально-кулисного по отношению к простиранию зоны расположения структурных элементов (линзовидных тел, осевых поверхностей складок, вязких разрывов). Тектонические линзы часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна плоскостям их ограничения. В результате формируется линзовидно-петельчатый структурный рисунок, свойственный зонам сдвиговых деформаций [Бондаренко, 1997; Васильев, 1997; Муди, Хилл, 1960; Расцветаев, 1980; Тевелев Ал., Тевелев Арк., 1999; Хиллс, 1967].

Проточехольные образования в северной части зоны образуют узкие синклинали, диагонально или конформно ориентированные по отношению к простиранию зоны и зажатые между выходами пород фундамента. На южном отрезке проточехол залегает более полого; средние углы падения составляют 15–20°, достигая 55° и более. Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему куполовидных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются породы фундамента. Одной из них является Койкарская структура, которая представляет собой выраженную в современном рельефе куполовидную, каплеобразную в плане брахиантиклиналь (рис. 1.4.12). Ядро структуры сложено вулканогенно-осадочными породами лопия, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации и залегающими на них со



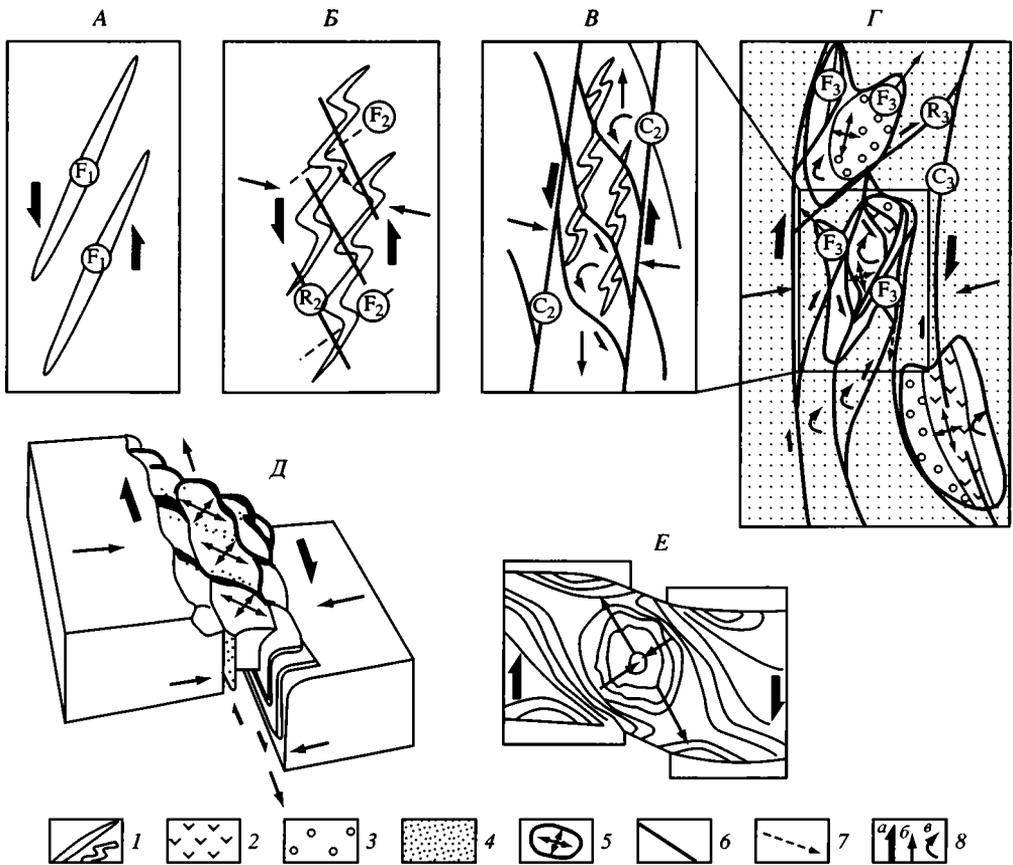
**Рис. 1.4.12.** Схема геологического строения Койкарской антиклинали. Составил С.Ю. Колоджный

1 – четвертичные отложения; 2–5 – ятулий: 2 – силл габбро-долеритов, 3 – карбонатно-терригенные породы, 4 – базальты (звездочка – вулканическая постройка), 5 – кварцевые конгломераты, песчаники; 6 – сариолий: полимиктовые конгломераты с маркирующими горизонтами песчаников; 7 – сумий: андезито-базальты; 8–14 – лопий: 8 – доломиты, 9 – графитистые сланцы, песчаники, силициты, 10 – сланцы по туфам андезитов и дацитов; 11 – полимиктовые конгломераты, андезиты, туфы, 12 – коматииты, базальты и их туфы (звездочка – Койкарский вулкан), 13 – дациты, 14 – габбро-диабазы; 15 – сдвиговые зоны с расланцеванием и с линзами различных пород; 16, 17 – элементы залегания: 16 – сланцеватости, 17 – кливажа скальвания; 18–20 – простирание осевых поверхностей складок: 18 – F<sub>1</sub>, 19 – F<sub>2</sub>, 20 – F<sub>3</sub> (а – антиклинали, б – синклинали); 21 – элементы залегания: слоистости (а), линейности удлинения (б); 22 – направления перемещения вдоль сдвиговых зон: микроуровня (а), макроуровня (б); 23 – геологические границы: стратиграфические (а), надвиги (б)

A–Г – стереографические проекции полюсов сланцеватости и слоистости

**Fig. 1.4.12.** Schematic geologic structure of the Koikar anticline

(1) Quaternary deposits; (2) Jatulian gabbro-diorite sill, (3) carbonate-terrigenous rocks, (4) basalts (asterisk denotes volcanic edifice), and (5) quartz conglomerates and sandstones; (6) Sariolian polymictic conglomerates with reference horizons of sandstones; (7) Sumian basaltic andesites; (8) Lopian dolomites, (9) graphite schists, sandstones, siliciliths, (10) schists after andesite and dacite tuffs, (11) polymictic conglomerates, andesites, tuffs, (12) komatiites, basalts and their tuffs (asterisk denotes the Koikar volcano), (13) dacites and (14) gabbro-diorites; (15) foliated shear zones with lenses of different rocks; (16) schistosity and (17) shear cleavage attitudes; (18) axial plane strikes of folds F<sub>1</sub>, (19) F<sub>2</sub> and (20) F<sub>3</sub>, (a) anticlines, (b) synclines; (21) attitudes of bedding (a) and stretch lineation (b); (22) shear displacement directions at micro- (a) and macrolevel (b); (23) stratigraphic boundaries (a) and thrust faults (b); A–Г – stereographic projection of the schistosity and stratification poles



**Рис. 1.4.13.** Схема структурно-кинематической эволюции Койкарской зоны [Леонов М., Колодяжный, 2002]

А, Б, В – лопийский этап; Г – свекофеннский этап; Д – формирование структуры цветка в обстановке транспрессии (по: [Морозов, Гептнер, 1997]); Е – модель формирования купольных структур в зонах сдвига (по: [Бондаренко, 1991])

1 – складки в породах лопийского комплекса; 2 – сумий (андезиобазальты); 3 – сариолий (конгломераты); 4 – ятулий (песчаники, конгломераты); 5 – купольно-сдвиговые структуры; 6 – взбросо-сдвиги; 7 – оси складок; 8 – направления: сдвига (а), растяжения–сжатия (б), вращения (в). F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> – оси складок первой, второй и третьей генераций. С – главные сдвиги, R – диагональные вторичные сдвиги

**Fig. 1.4.13.** Scheme of structural-kinematic evolution of the Koikar zone including the Lopian (A, B, B) and Svecofennian (Г) stages, formation of flower structure (Д) under conditions of transpression, and a model (Е) of domes formation in shearing zones

(1) folds in rocks of the Lopian complex; (2) Sumian basaltic andesites; (3) Sariolian conglomerates; (4) Jatulian sandstones and conglomerates; (5) domes of shearing zones; (6) thrusts; (7) fold axes; (8) vectors of shearing (a), extension–compression (b) and rotation (c); (F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub>) axes of folds of the first, second and third generations; (C) main and (R) secondary diagonal slip faults

структурно-метаморфическим несогласием нижнепротерозойскими андези-то-базальтами сумия и выше – конгломератами сариолия. На всех обозначенных сериях пород с угловым несогласием и разрывом залегают вулканогенно-осадочные толщи ятулия, формирующие крылья антиклинали и округлую периклиналь с крутым (до 50°) погружением структуры к северу.

Крутопадающие вязкие разрывы, ограничивающие линзы фундамента, проникают в ятулийский проточехол, в пределах которого они трансформируются в субслойные срывы и рассеиваются в виде более частных зон трещиноватости и разрывов, что в конечном итоге приводит к появлению «структуры цветка». В Койкарской структуре выделено три структурно-формационных этажа: (1) фундамент, сложенный лопийскими породами; (2) сумийско-сариолийские образования «квазичехольного» комплекса; (3) ятулийские осадочно-вулканогенные породы протоплатформенного чехла. Каждому из комплексов свойственны характерные структурные парагенезы. Дальнейшее описание – по данным С.Ю. Колодяжного [1999].

**Структурные парагенезы фундамента.** Лопийский комплекс ядра Койкарской антиклинали имеет складчато-линзовидную внутреннюю структуру [Миллер, 1988; Колодяжный, 1999]. Внутри отдельных тектонических линз отмечены фрагменты ранних линейных складок  $F_1$ , осложненных асимметричными складками  $F_2$  с левым рисунком. На стереографической проекции складки  $F_1$  выглядят как цилиндрические; складки  $F_2$  имеют коническую морфологию и образуют сопряженную систему (рис. 1.4.13, А). Это подтвердило изучение и мелких складок данной генерации, которые расположены диагонально-кулисно, образуя левосдвиговый рисунок.

Со складками второй генерации связаны мезо- и микроструктурные формы: С-S-структуры, главные ( $C_2$ ) и вторичные (сколы Риделя  $R_2$ ) сдвиговые зонки; линейность удлинения (L); асимметричные складки; кренуляционный кливаж; сигмоидальные структуры вращения; минеральная сланцеватость; минерализованные зонки теней давления. Морфология и пространственное сочетание структур указывают на развитие в пределах лопийских образований объемных левосдвиговых перемещений, имеющих диссипативный характер. Они хорошо обособлены в относительно слабо деформированных породах; с нарастанием деформаций происходит их полная линейаризация и слияние в одну плоскость, близкую к поверхности  $S_1$ .

Парагенезы третьей генерации наследуют ранние структурные элементы, но направление перемещения полярно меняется: плоскости ранних левых сдвигов  $C_2$  преобразуются в правые сдвиги  $C_3$ . Это подчеркивается поворотом вторичных сдвиговых зонк и правосдвиговыми складками течения  $F_3$ , а также вращением будин по часовой стрелке. Поверхности  $R_2$  подновляются конформными сколами, но возникают и секущие разрывы. Эти структуры расположены диагонально по отношению к главным сдвигам  $C_3$  и представляют собой унаследованно развивающиеся антитетические микросдвиги третьей генерации, смещения вдоль которых связаны с вращением междвиговых литонов по часовой стрелке при синхронных правосдвиговых смещениях вдоль плоскостей  $C_3$  (сдвиг типа «домино»). Отмечены сопряженные системы кинк-зон ( $Kz_3$ ), кинематические пары которых отражают продольное сжатие. В совокупности со структурами правого сдвига (система «домино»), представляющими собой структуры продольного удлинения, эти формы образуют динамопары чередующихся по простиранию сегментов сжатия и растяжения. Это свидетельствует о том, что объемные сдвиговые деформации в лопийских породах обуславливают общее продольное тектоническое течение, развивающееся с разной интенсивностью, в результате чего формируются локальные области оттока и нагнетания.

Анализ удлинения деформированных галек и других включений показал, что в центральных частях крупных тектонических линз, сложенных породами лопия, линейность ориентирована полого; в областях выклинивания линз – постепенно погружается и становится субвертикальной. Таким образом, в пределах лопийского ядра фиксируются элементы продольного (по простиранию зоны) и субвертикального течения материала. Макро-, мезо- и микроструктурный рисунок ядра Койкарской структуры подобен друг другу, и их совокупность указывает на общее горизонтально-продольное течение, на фоне которого были обособлены локальные области продольного выжимания и нагнетания горных масс. В то же время куполообразная форма структуры и наличие субвертикальных направлений перемещения горных масс позволяют говорить о сдвигово-купольной кинематике. Однако речь не идет о классических гранито-гнейсовых куполах: здесь формируются структуры, купольная форма которых вырисовывается по линейно-плоскостным элементам и общей морфологии (рис. 1.4.13, *Е*).

Структурные парагенезы «квaziчехольного» комплекса. Андезито-базальтовые лавы сумия и конгломераты сариолия слагают крупную линзу в районе северного замыкания Койкарской антиклинали. Разрывы, ограничивающие линзу, прослеживаются в фундамент и имеют выявленные в этом комплексе структурные признаки сдвигового течения третьей генерации. Протерозойские породы, в целом слабо метаморфизованные, в этих зонах преобразованы в бластомилониты зеленосланцевой фации, идентичные тектонитам, сформированным по породам лопия. В пределах комплекса фиксируются две системы сопряженных конических складок, осевые плоскости которых образуют острый угол (рис. 1.4.13, *Б, В*). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но развит кливаж разлома, имеющий ориентировку, аналогичную плоскостям  $S_3$  в лопийских породах. Поверхности кливажа скалывания испытывают сигмоидальный изгиб (вращение по часовой стрелке). Таким образом, сумийско-сариолийские толщи имеют складчато-линзовидную структуру, сходную с таковой лопийского комплекса, а развитые в них конические складки свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций. Следовательно, развитие структур третьей генерации в пределах лопийского комплекса связано с постсариолийским этапом деформации, а различная интенсивность структурной перестройки – с разной реологией породных масс: пластичных и подвижных лопийских и относительно монолитных и жестких сумийско-сариолийских.

Структурные парагенезы проточехла. Породы ятулийского чехла слагают крылья Койкарской антиклинали, осложненной двумя диагональными антиклиналями второго порядка. Базальная поверхность и слоистость ятулийских пород образуют пликативную структуру. На стереографической проекции полюса этих поверхностей рассеиваются в пределах концентрического поля, отражающего структурный узор куполообразной структуры (рис. 1.4.13, *Г*). Отмечаются две полосы концентрации полюсов вдоль малодуговых траекторий, что соответствует двум системам, по-видимому, сопряженных складок конической морфологии, осложняющих морфоструктуру. Одна система складок ( $CCB\ 15^\circ$ ) конформна простиранию Койкарской зоны, другая (северо-западного направления) является диагональной.

Относительно слабо метаморфизованные породы ятулия рассечены разветвленной системой крутопадающих зон сдвиговых деформаций. Ширина отдельных зон превышает 200 м. В их пределах породы рассланцованы и разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. Эти зоны прослеживаются в породы лопийского фундамента. Данный парагенез по ориентировке и набору структурных форм, вещественному составу, типам тектонитов и кинематическим признакам сопоставим со структурными парагенезами третьей генерации, развитыми в лопийском комплексе. За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит кливаж разлома, простираение которого в целом подчинено главным сдвиговым зонам  $S_3$ . Отмечается проникновение ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с конформно ориентированными плоскостными структурами третьей генерации.

Основываясь на приведенных данных, можно представить структурно-тектоническую эволюцию Койкарской купольно-сдвиговой структуры следующим образом. К концу позднего архея (ребольский тектоно-метаморфический цикл) формируется система линейных складок  $F_1$ , имеющих северо-восточную ориентировку (в современных координатах) (см. рис. 1.4.13, В). Их формирование связано с начальными этапами деформации сдвига. Последующее развитие деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к формированию асимметричных складок  $F_2$ , продольных сдвигов  $S_2$  и диагональных нарушений Риделя  $R_2$ , что обуславливает появление складчато-линзовой структуры, которая развивалась синхронно со складчатостью, с взаимоналожением складчатых и разрывных структур друг на друга (см. рис. 1.4.13, Г; рис. 1.4.13, Д). После формирования проточехольного комплекса (карельская фаза диастрофизма) фундамент продолжает испытывать пластические сдвиговые деформации в режиме ремобилизации, однако в условиях дифференциального течения горных масс в данном объеме происходит смена кинематики с левосдвиговой на правосдвиговую. При этом плоскостные структурные элементы древних структур наследуются молодыми. В конечном итоге в результате комплексного взаимодействия пород фундамента и чехла в поле сдвиговых деформаций и наличия вертикальной составляющей перемещений формируется Койкарская купольно-сдвиговая структура, развитие которой продолжается, как показывают структурно-геоморфологические исследования, и в настоящее время.

Анализ структурного рисунка Койкарской зоны в целом и его сопоставление с рассмотренными структурно-кинематическими парагенезами Койкарской антиклинали [Колодяжный, 1999] указывают на существование протяженной зоны концентрированных сдвиговых деформаций и единство структурно-кинематических процессов на всем ее протяжении. Формирование сильно пережатой сдвиговой зоны, сопровождаемое возникновением опережающих структур типа козырьковых надвигов [Войтович, 1971], указывает на существование режима транспрессии по крайней мере в периоды ребольского, свекофеннского и неотектонического этапов структурообразования. В процессе развития сдвиговой деформации происходит линейаризация структурного плана. Можно полагать, что Койкарская структура отражает «незрелую» стадию формирования зон концентрированных деформаций,

тогда как Койкарско-Сегозерская зона в целом и описанная выше Кукасозерская структура представляют более продвинутую стадию процесса латерального сдвигового течения.

### **Зоны диссипативного сдвигово-купольного тектогенеза**

Области диссипативного сдвигово-купольного тектогенеза отражают объемное тектоническое течение горных масс, рассредоточенное по множеству структурных элементов: сланцеватости, зонам катаклаза и милонитизации, линейности, плейчатости, микро-, мезо-, макросдвигам и другим линейно-плоскостным элементам. Об этом свидетельствуют также преимущественно крутые залегания плоскостных структурных элементов и субгоризонтальное или слабо наклонное положение минеральной линейности. Поверхности сланцеватости в чехольных комплексах, как правило, субпараллельны поверхностям напластования или наклонены под углами  $10-30^\circ$  к первичной слоистости; линейность в основном продольная (по простиранию плоскостных элементов), обычно с небольшим ( $10-30^\circ$ ) наклоном к горизонту. Сдвиговая составляющая подчеркивается асимметричными подворотами слоев, структурами вращения, S- и Z-образными складками с вертикальными шарнирами, структурами типа «домино», кулисообразным расположением мелких структурных форм, магматических даек, жил и пр. Примером такого диссипативного тектогенеза является, в частности, область проявления многочисленных мелких сдвиговых деформаций, описанных Ю.В. Миллером [1982] (рис. 1.4.14).

На обширных территориях массива по ориентировке структурных элементов, иногда подчеркиваясь выходами контрастных пород (например гранитогнейсов в центре и вулканогенно-осадочных пород по периферии), вырисовываются структуры типа куполов (рис. 1.4.15). Причем эти купола в большинстве случаев не являются гранито-гнейсовыми куполами в собственном смысле этого термина, а обрисованы только субконцентрическим расположением структурных элементов. Купола эти, как правило, асимметричны, имеют в плане каплевидную или линзовидную форму и расположены зачастую кулисообразно относительно друг друга. Длинные оси таких «структурных куполов» могут быть ориентированы диагонально и продольно по отношению к генеральному простиранию структур Карельского массива. Их внутренняя структура и взаимное расположение также подчеркивают сдвиговую кинематику областей их распространения. Описание некоторых купольных структур Карельского массива (Гирвасского) было приведено выше в этой главе, а описание еще одной купольной структуры (Кумсинского купола) будет дано в Главе 2.2.

Области диссипативного (рассредоточенного) тектогенеза занимают, по существу, подавляющую часть территории Карельского массива вне описанных выше геоструктурных ансамблей. Но и в пределах линейных зон (например Северо-Карельской и Восточно-Карельской) области диссипативного купольно-сдвигового тектонического режима занимают весьма существенное место. Подобный морфо-кинематический тип был подмечен давно

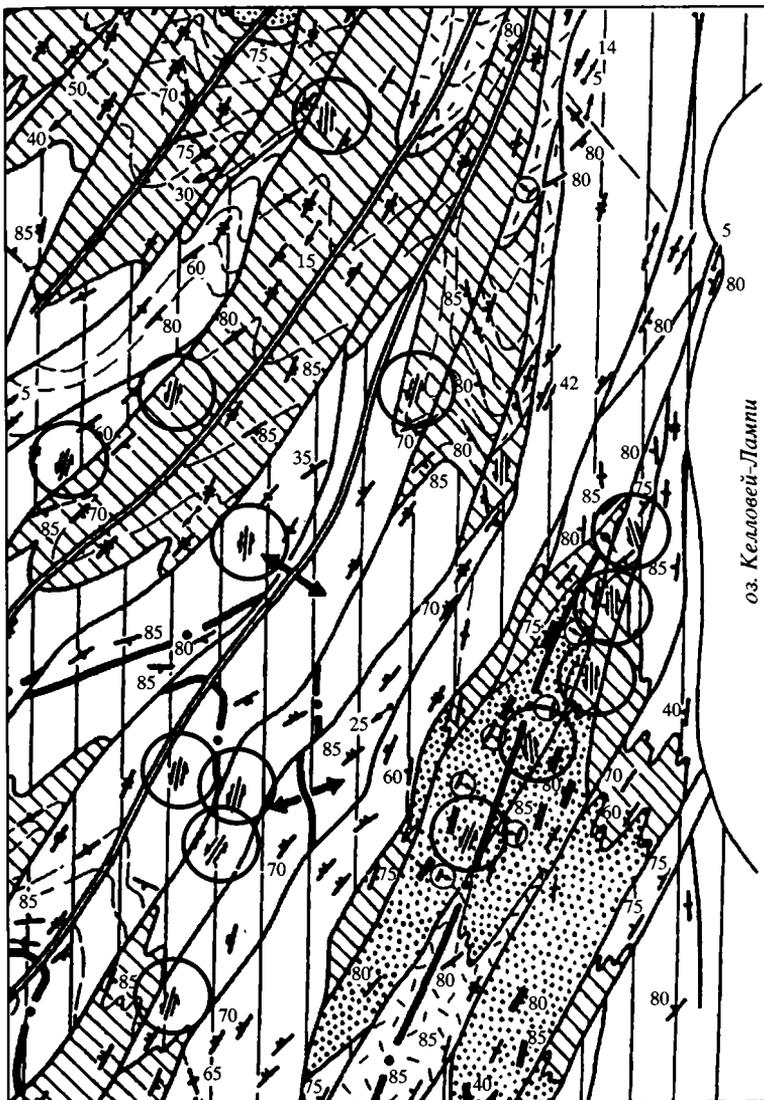
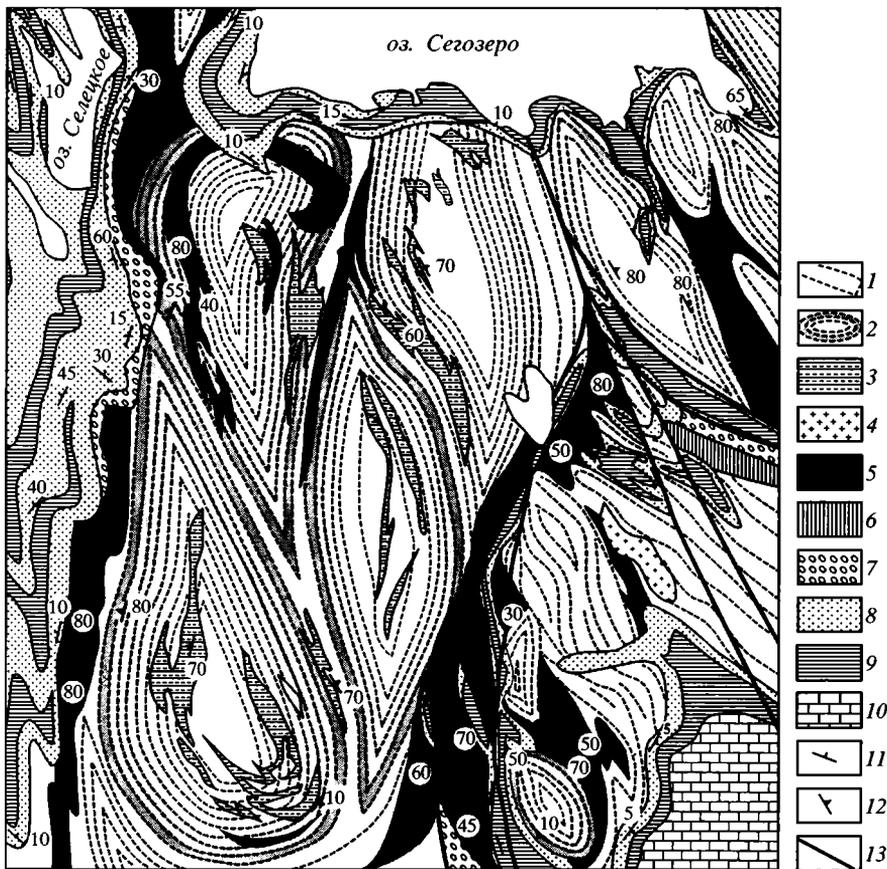


Рис. 1.4.14. Деформация сдвига, рассредоточенная по множеству структурных элементов (по [Миллер, 1988])

Fig. 1.4.14. Shear deformation distributed in multitude of structural elements

[Симонен, 1977; Харитонов, 1963]. Указывалось, в частности, что фундамент Карельского массива расчленен на разномасштабные блоки овоидной формы со следами значительных деформаций и мощными зонами бластомилолитов и милонитов по краям овоидов. Эти зоны служили, кроме того, проводниками долеритовой магмы, основных и ультраосновных глубинных пород, поздних диоритов и гранодиоритов. С ними связаны также поздние проявления мигматизации и калиевого метасоматоза. Указывается на постпротоплатформенную активизацию фундамента и постседиментационную природу



**Рис. 1.4.15.** Структурно-геологическая схема области распространения купольно-сдвиговых структур (составлена С.Ю. Колодяжным на основе Геологической карты масштаба 1 : 200 000 и дешифрирования аэрофотоснимков) [Леонов М., Колодяжный, 2002]

1–3 – нижний архей: 1 – гнейсо-граниты, 2 – мигматит-граниты куполообразных структур, 3 – линзовидные тела гранито-гнейсов; 4, 5 – верхний архей: 4 – плагиомикроклиновые граниты, 5 – зеленокаменные образования; 6–10 – нижний протерозой: 6 – сумий, 7 – сариолий, 8–10 – ятулий: 8 – терригенные отложения, 9 – вулканогенные отложения, 10 – карбонатно-терригенные отложения; 11, 12 – ориентировка: 11 – слонистости, 12 – сланцеватости; 13 – взросо-сдвиги

**Fig. 1.4.15.** Structural-geologic scheme of the Segozero area

(1) Lower Archean gneissic granites, (2) migmatitic granites of dome-like structures and (3) lenticular bodies of granite gneisses; (4) Upper Archean plagioclase-microcline granites and (5) greenstone complexes; (6) Sumian, (7) Sariolian, (8) Lower, (9) Middle and (10) Upper Jatulian complexes of the Lower Proterozoic; (11) attitude of bedding and (12) schistosity; (13) strikes of axial fold planes

этих куполов [Харитонов, 1963]. Как отмечено в [Симонен, 1977], характерной особенностью ортогнейсов, слагающих обширные поля на территории Карельского массива, является их катакlastическая структура, возникшая в результате переработки пород свежикарельской орогенией. Возраст переработки (перекристаллизации), по данным К-Аг определения по биотиту – 1750–1800 млн лет.

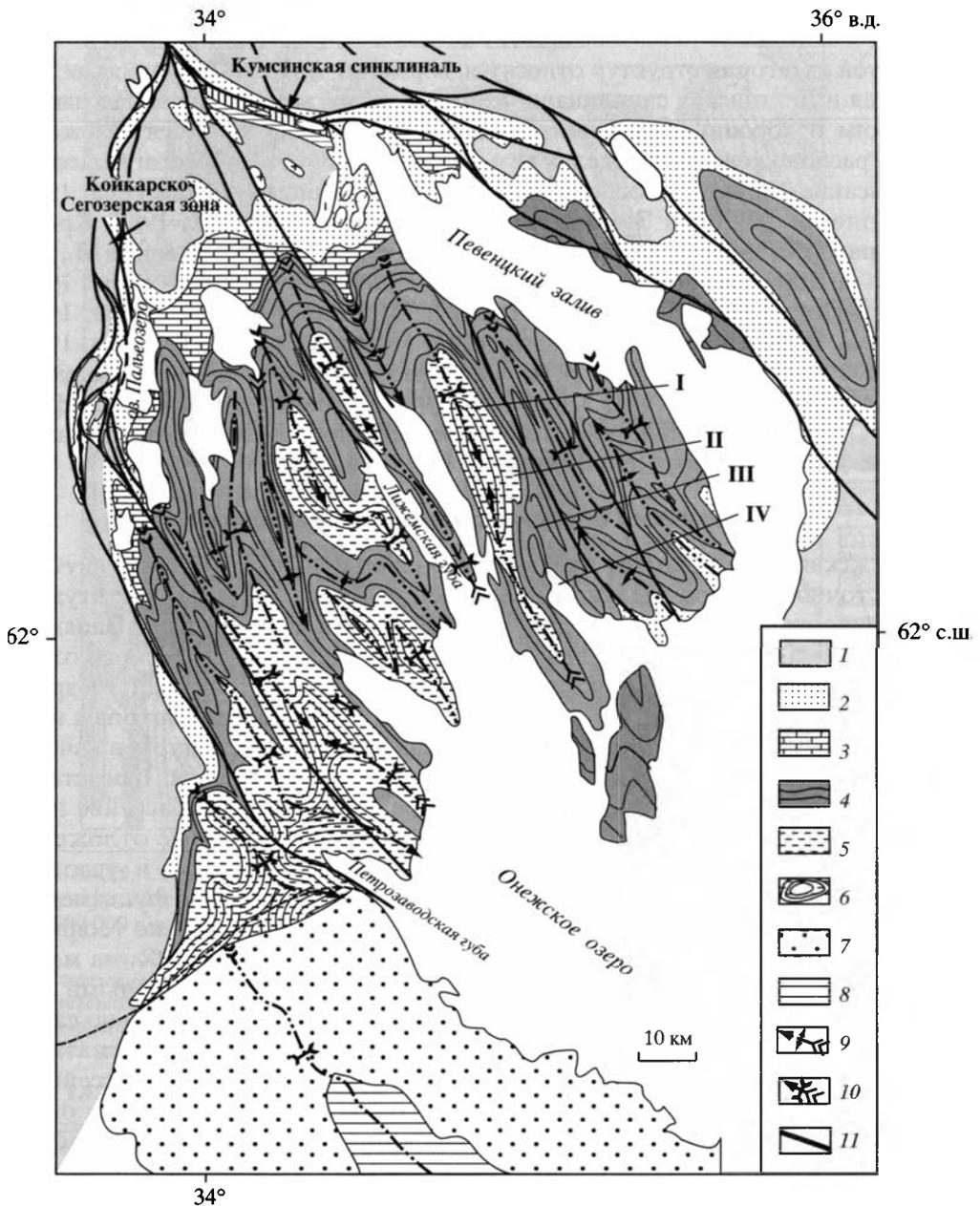
## Зоны растяжения и оттока

К этой категории структур относятся, вероятно, Ладожская депрессия, Сегозерская и Лехтинская синклинали, некоторые другие структуры. Но наиболее ярким и хорошо изученным примером безусловно является Онежская мульда, расположенная в пределах юго-восточной части Карельского массива.

Описание структуры основано на опубликованных [Афанасьева, 1990, 1997; Голод и др., 1983; Земцов, Бирук, 2002; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Леонов Г., 1980; Леонов М., 1997; Леонов М., Колодяжный, 2002; Леонов М. и др., 1995, 2001, 2003; Макарихин и др., 1995; Негруца, Полеховский, 1995; Новикова, 1975; Новикова, Чахмахчев, 1967; Очерки..., 1995; Полеховский и др., 1995; Пржиялговский, Терехов, 1984; Сыстра, 1991; Тектоника..., 1978; Трофимов, 1995; Трофимов, Голубев, 1995; Харитонов, 1938, 1963; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973; и др.] и фондовых (Отчет Центрально-карельской экспедиции..., 1991) материалах, а также на данных личных наблюдений.

### *Особенности осадконакопления и вулканизма*

Онежская мульда имеет неправильно-овальную форму и вытянута в юго-восточном–северо-западном направлении. В ее состав входят ятулийско-людиковийская Северо-Онежская (~100 × 120 км), вепсийская Западно-Онежская (~50 × 100 км) синклинали и новейшая впадина Онежского озера (рис. 1.4.16). Наблюдается как бы «телескопическое вложение» друг в друга трех разновозрастных бассейнов с некоторым смещением их центров к югу. Совокупность данных позволяет рассматривать все эти структуры в качестве единой области длительного (но прерывистого) прогибания. Представительная информация об Онежской структуре как осадочном бассейне имеется для раннепротерозойского этапа. Вулканогенно-осадочные отложения  $PR_1$ , относимые к протоплатформенному чехлу, с размывом и угловым несогласием залегают на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте, который обрамляет мульду с севера, востока и запада и, согласно геофизическим данным, подстилает мульду на всем ее протяжении. В  $PR_1$  на месте мульды располагался осадочный бассейн, обладавший характерными для Карельского региона чертами. В то же время это была относительно самостоятельная провинция со специфическими седиментационным, магматическим и тектоническим режимами [Кратц, 1963]. Существование бассейна в течение более 600 млн лет свидетельствует о растянутом во времени опускании его дна. Формирование протоплатформенного чехла (см. вклейку рис. 1.4.17; 1.4.18) началось в сариолии, когда сформировались толщи гранитных и полимиктовых глыбовых конгломератов, залегающих с размывом на породах архея и низов палеопротерозоя (сумий). Сариолийские отложения развиты спорадически и приурочены главным образом к периферии конседиментационных поднятий (структурных куполов) архейского фундамента [Колодяжный и др., 2000]. Первые проявления площадного осадконакопления совпадают с началом ятулия (сегозерский – мощность до 400 м и онежский – 150–300 м горизонты). Литоседиментационные особенности отложений ятулия отвечают условиям мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа. Об этом



**Рис. 1.4.16.** Структурно-геологическая схема Онежской мульды (составил С.Ю. Колодяжный с использованием данных [Войтович, 1971; Новикова, Чахмахчев, 1967; Сыстра, 1991], фондовых материалов и личных наблюдений)

1 – архейские комплексы; 2–7 – раннепротерозойские комплексы проточехла: 2 – сумий, сариолий, нижний ятулий (сегозерская серия: янгозерская, медвежьегорская свиты), 3 – верхний ятулий (туломозерская свита), 4, 5 – людиковий: 4 – заонежская свита, 5 – суйсарская свита, 6 – ливий (калевий) (кондопожская, вашезерская свиты), 7 – вепсий (петрозаводская, шокшинская свиты); 8 – вендские отложения; 9, 10 – осевые плоскости: антиклиналей (9) и синклиналей (10); 11 – взбросо-сдвиги, сдвиги; I–IV – линии профилей см. рис. 1.4.19

свидетельствуют [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, Полеховский, 1995; Рейнек, Сингх, 1981; Рухин, 1962; Соколов, 1972; Условия..., 1974; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996; Швецов, 1948; и др.]: высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов; отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами; фациальные переходы и локальные перерывы; многочисленные размывы и стратиграфические несогласия. Прослеживается тенденция к постепенному углублению депрессии и превращению ее с течением времени в мелководный морской бассейн. Вулканогенные образования ятулия представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми лавами и их пирокластитами, а также силлами габбро-долеритов. Вулканиды залегают среди мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна со зрелой континентальной корой [Негруца, Полеховский, 1995] и принадлежат к категории платобазальтов [Светов, 1972; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000; и др.]. Интрузии габбро-долеритов, известные в регионе, отнесены к протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации [Лавров, 1995; Трофимов, 1995].

Людиковий ознаменовался отложением заонежской (слюдистые, карбонатные, шунгитовые сланцы, песчаники, известняки с горизонтами базальтов и их туфов; мощность 300–1800 м) и суйсарской (туфосланцы, туфопесчаники, базальты, пикритовые порфириды и глинистые сланцы; мощность до 700 м) свит. Вулканиды залегают среди относительно мелководно-морских отложений и по петрохимическим признакам отнесены к внутриконтинентальным образованиям [Шарков, 1984; Шарков и др., 2000]. Субэвральный базальтовый вулканизм, ассоциирующий с континентальными формациями, на ранних стадиях имел субщелочной характер; затем, в условиях углубления морского бассейна, проявился толеитовый вулканизм. Позднее образовались пикрит-базальтовые серии нормальной щелочности. Излияние вулканидов, нарастание их объемов от ятулия к суйсарии, эволюция состава пород и соответствующая минерализация указывают на проницаемость земной коры с выносом к поверхности мантийного вещества [Полеховский и др., 1995]. Эта проницаемость связана с возникновением линейных ослабленных зон [Новикова, 1975; Новикова, Чахмахчев, 1967] и относительной пластичностью корового слоя, однако зияний океанического типа не возникало. Не вполне ясное положение в разрезе занимают отложения ливия (калевия), представленные ритмичнослоистыми шунгитсодержащими туфоалевролитами и пелитами. Эти образования являются фациальным аналогом отложений суйсария или залегают выше него.

В вепсии в пределах Западно-Онежской синклинали накапливаются мелководные и континентальные молассоидные отложения: вначале сероцвет-



**Fig. 1.4.16.** Structural-geologic scheme of the Onega basin

(1) Archean complexes; (2–7) Early Proterozoic complexes of protoplatform cover: (2) Sumian, Sariolian, Lower Jatulian (Segozero Group of Yangozero and Medvezh'egorsk formations), (3) Upper Jatulian (Tulomozero Formation), (4) Zaonezhskaya and (5) Suisar formations of the Ludicovian; (6) Livian (Kalevian), the Kondopoga and Washezero formations; (7) Vepsian (Petrozavodsk and Shoksha formations); (8) Vendian deposits; (9) axial planes of anticlines and (10) synclines; (11) reverse and normal strike-slip faults; I–IV – cross-section see Fig. 1.4.19

ные аркозовые песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов (петрозаводская свита – мощность до 600 м), позднее – красноцветные косослоистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов (шокшинская свита – мощность 200–400 м). Породы шокшинской свиты расслоены габбро-долеритовым силлом. В шокшинское время Онежский бассейн представлял собой замкнутую котловину, обрамленную областями воздымания.

### *Тектоническая структура*

Район Онежской мульды характеризуется латеральной и вертикальной неоднородностью тектонического плана. Наблюдается резкая структурная дисгармония на границе фундамента и проточехла, на контакте довепсийских и вепсийских комплексов и пр. Структура Западно-Онежской синклинали (в сравнении с Северо-Онежской) проста и представляет собой пологую блюдцеобразную синклинали с крутым (до вертикального) западным крылом, обрезанным разломом. Наиболее информативна Северо-Онежская синклинали, имеющая округлую форму, слегка вытянутую в направлении с северо-запада на юго-восток. Восточный край структуры образует дугу, соответствующую Повенецкому заливу. Западным ограничением мульды служит Койкарско-Сегозерская зона сдвиговых деформаций [Колодяжный, 1999<sup>2</sup>, 2002; Леонов М. и др., 2003<sup>1,2</sup>]. На северо-западе и севере мульда переходит в систему сильно сжатых синклиналичных структур (Салвиламбинская, Ялгамская, Кумсинская).

Главная особенность Северо-Онежской синклинали – сочетание ее общей блюдцеобразной формы с линейным планом инфраструктуры, которая представлена чередованием корытообразных синклиналей и узких линейных антиклиналей (см. вклейку рис. 1.4.19; 1.4.20; 1.4.21). Синклинали (шириной 6–15 км) имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Крупные складки осложнены изгибами и малоамплитудными (первые десятки метров) разломами. На участках пологого залегания отмечены деформации продольного субслоевого течения [Копелиович, Симанович, 1963, 1966; Леонов М. и др., 1996]. Антиклинальные зоны отличаются напряженной складчатостью. Имея ширину 0,2–4 км и амплитуду до 1000 м, они прослеживаются на десятки километров. По сравнению с синклиналиями в ядрах антиклиналей мощности отложений увеличены в 2–4 раза. Антиклинали осложнены складками более высоких порядков и разломами. Иногда их ширина сопоставима с синклиналиями, но обычно это узкие пережатые складки гребневидной и грибовидной форм. Их крылья осложнены малоамплитудными взбросо-сдвигами и надвигами, смещения по которым не более 100–250 м. Падение слоев на крыльях до вертикального и запрокинутого. Антиклинальные структуры локализованы в зонах продольных сдвигов, что подчеркивается кулисным расположением складок высоких порядков и даек габбро-диабазов. Сдвиговая деформация в этих зонах неравномерна и максимальна вблизи сместителей. В пределах антиклиналей породы расланцованы, кливажированы, катаклазированы, брекчированы, в них возрастает метаморфизм и проявлена метасоматическая минерализация. Оси складок извилисты и образуют виргации. Генеральный план отвечает главному карельскому направлению (юг-юго-восток–север-северо-запад).

Шарниры складок ундулируют, но в целом воздымаются к северо-западу, в направлении выходов гранитного основания. Линейным складкам чехольного комплекса в фундаменте соответствуют разломы, зоны расщепления и повышенной тектонической трещиноватости [Афанасьева, 1990, 1997]. На границе фундамент–чехол иногда фиксируется структурная инверсия [Афанасьева, 1990, 1997]. В чехольных комплексах происходит выжимание вверх, в фундаменте – всасывание вниз, чем определяется синклинорное строение зон на нижних уровнях. Различие в реологии пород цоколя и чехла приводит к возникновению срыва-отделителя на границе этих структурных этажей. Наличие сопряженных зон концентрированной деформации в фундаменте и чехле отражает синхронность деформаций в обоих комплексах. Парагенез структур, их ориентировка и характер изменения мощностей свидетельствуют о пластическом нагнетании материала от синклиналей к антиклиналям. В результате формируются линейные зоны концентрированной деформации с элементами протрузивного механизма и морфологией структур «цветка», или «пальмового дерева» [Морозов, 1999, 2002; Alvarez, Maugin, 1991; Ramsay, Huber, 1987].

Таким образом, для палеопротерозойской Северо-Онежской мульды характерно: длительное развитие в режиме центрально-симметричного седиментационного бассейна; чередование сопряженных линейных антиклинальных структур и широких корытообразных синклиналей; резкое различие в степени и стиле деформированности пород в пределах антиклиналей и синклиналей; конседиментационное развитие структурного ансамбля. Последнее положение, кроме анализа фациальных особенностей, подтверждено радиоизотопными данными [Колодяжный, 2002; Колодяжный и др., 2000; Леонов М. и др., 2003<sub>1,2</sub>], которые свидетельствуют о длительном росте купольных структур в период раннего и, возможно, позднего протерозоя. Есть свидетельства роста куполообразных структур и на новейшем этапе [Зыков, 1991, 1996, 1997, 1999, 2001; Колодяжный и др., 2000; Леонов М. и др., 1996, 2001]. Надо отметить, что формирование такой специфической структуры было свойственно только Северо-Онежской мульде. В вендских породах Западно-Онежской синклинали подобная инфраструктура не выявлена, хотя ее центрально-симметричная форма весьма отчетлива. Позднепротерозойско-фанерозойский этап не может быть охарактеризован сколько-нибудь полно, но важно то, что инфраструктура Северо-Онежской синклинали неоднократно оживлялась и продолжала свое развитие, что отражено в гидротермально-метасоматической переработке пород в пределах линейных антиклинальных зон в свекофенское (1730 ± 40 млн лет), позднепротерозойское (1100–900 млн лет) и мезозойское (150–100 млн лет) время [Полеховский и др., 1995].

### ***Некоторые результаты геофизических исследований***

Данные по глубинному строению региона содержатся во многих работах [Ассиновская, 1986; Анкудинов и др., 1972; Бельская, 1992; Беэр, Шукин, 1999; Былинский и др., 1982; Голод и др., 1983; Земцов, Бирук, 2002; Клубуков, 2001; Крутиховская, Пашкевич, 1974; Панасенко, 1969; Проскураков и др., 1993; Строение..., 1993; Шаров, 1993; Шаров и др., 1990]. Выделим

лишь некоторые положения, имеющие прямое отношение к рассматриваемому вопросу. Характер потенциальных полей показывает, что фундамент Онежской мульды сложен кислыми породами (гранитами, гранито-гнейсами, мигматитами), которые оказывают влияние лишь на общий уровень гравитационного поля. Максимальная глубина залегания верхней поверхности кристаллического цоколя примерно 2 км. Отложения проточехла отличаются повышенным гравитационным полем (в сравнении с гранито-гнейсами в 3 раза) и резкой дифференциацией плотности, зависящей от их состава. В региональном гравитационном поле Онежскому региону отвечают минимумы поля силы тяжести. Четко фиксируются полосовые аномалии силы тяжести северо-западного простирания. Поскольку породы проточехла обладают избыточной плотностью по сравнению с породами основания, совпадение отрицательных аномалий с антиклиналями заставляет предполагать здесь подъем относительно легкого сиалического фундамента. Прямые наблюдения подтверждают этот вывод. Синклинальным структурам с относительно глубоким залеганием фундамента отвечают аномалии положительного знака.

Онежской мульде соответствует крупная региональная положительная магнитная аномалия [Земцов, Бирук, 2002], которая имеет овальную форму и диаметр около 200 км. Ее центр расположен на Заонежском полуострове. Аномалия имеет максимум 400 нТл, и ее источники расположены на двух уровнях: верхнем – до глубин 10 км и нижнем – на глубинах 15–35 (возможно 50) км. Верхняя аномалия расположена поперек основного простирания онежских структур [Органическое..., 1994]. Предполагается, что наибольшей интенсивностью поля характеризуются породы верхнего вулканогенно-осадочного слоя, основания «базальтового» слоя и подкоровый мантийный слой, которые расположены выше точки Кюри магнетита. Последняя в регионе располагается на глубинах примерно 48 км, т.е. опускается в мантию. Как и в поле силы тяжести, в магнитном поле четко видны полосовые аномалии северо-западного простирания. Но здесь наблюдается обратная картина: осям антиклиналей соответствуют положительные магнитные аномалии, осям синклиналей – отрицательные, что связано с большей мощностью слабомагнитных пород в синклиналях и наличием сильно магнитных габбро-диабазов в антиклиналях. Форма аномалий  $\Delta T_s$  и бурение показали, что диабазы в ядрах антиклиналей представляют собой кулисно расположенные тела с субвертикальным падением. Гравиметрическая и магнитная аномалии  $\Delta G$  и  $\Delta T$  пространственно совпадают с аномалией минимума теплового потока ( $20 \text{ мВт/м}^2$ ). Аномалия связывается [Земцов, Бирук, 2002] с наличием здесь наиболее «остаренного» и переработанного блока коры Карельского кратона (возможно погруженного в мантию). Из этого вытекает, что формирование Онежской структуры, по крайней мере на новейшем этапе, не связано с разогретым мантийным плюмом, чего, однако, нельзя исключить для палеопротерозоя. Сейсмические данные (МОВЗ, ГСЗ) показывают, что под северным овалом Онежской структуры поверхность Мохо приподнята ( $< 40 \text{ км}$ ), под южным опущена ( $> 40 \text{ км}$ ). Таким образом, наличие овалов не связано напрямую ни с характером аномалий, ни с положением подкорового субстрата. Имеются данные о пониженной плотности пород в пределах мульды до глубин 25–30 км. По данным изостазии, Онежская

структура находится в пределах слабых отрицательных или близких к нулю локальных изостатических аномалий [Артемьев, 1975; Корешков, 1960]. Не затрагивая проблем интерпретации происхождения гравиметрических и магнитных аномалий (вопрос этот в настоящий момент может быть решен только в спекулятивном плане), отметим, что рисунок магнитных и гравиметрических аномалий в регионе (рис. 1.4.22, см. вклейку) четко оконтуривает центрально-симметричную структуру района Онежской мульды.

Таким образом, Онежская структура – это комплексная геофизическая аномалия, а вся совокупность инструментальных данных дополняет структурно-геологические и подтверждает относительную обособленность структуры, наличие под чехлом гранитно-метаморфического фундамента, пологовую внутреннюю структуру, дисгармоничную по отношению к общей овальной форме мульды, а также определенную независимость общей формы от высотного положения подкорковых масс.

### *Предварительные выводы*

Любая модель, претендующая на объяснение механизма формирования Онежской структуры, должна содержать объяснение главных особенностей ее строения и эволюции и определить: 1) механизм заложения относительно автономной центрально-симметричной структуры; 2) механизм, обеспечивающий длительное прогибание дна седиментационного бассейна и преемственность структурного плана на разных этапах эволюции; 3) механизм формирования структурного овала с дисгармоничной линейной инфраструктурой; 4) механизм формирования самой инфраструктуры (чередование корытообразных синклиналей и диапироподобных линейных антиклиналей и зон концентрированной деформации). При этом, как было показано ранее [Леонов М., 2002<sub>1,2</sub>; Леонов М. и др., 2001], право на существование имеют только модели, допускающие 3D-деформацию в породах фундамента и чехла и пространственное перераспределение вещества корового слоя в режиме сдвигового течения. Этот вывод находит подтверждение в физическом моделировании [Бондаренко, 1991; Паталаха и др., 1995; Пржиялговский, Терехов, 1984]. Для палеопротерозойской истории Карельского массива в целом применима модель глубинного плюма, связанного с ориентированным продольным течением подкорковых масс и формированием горизонтальной протрузии (плито-потока), о чем речь пойдет в Главе 3.2. Эта модель объясняет проявление вулканических процессов и 3D-сдвиговое течение, но она не содержит механизмов заложения центрально-симметричной впадины и формирования ее инфраструктуры. «Жесткие» механизмы типа сколовой покровно-надвиговой или раздвиговой тектоники, как уже говорилось, менее вероятны.

Тот факт, что Онежская структура пространственно и парагенетически связана с зонами латерального диссипативного и концентрированного сдвигового течения центральной Карелии и постепенно переходит в них в северном направлении, по-видимому, дает основания допустить, что возникновение мульды и ее развитие связано с оттоком горных масс из тыловой области Карельского массива с последовательной миграцией области выжимания в южном направлении. Как увидим в дальнейшем, это подтверждается и

исследованиями по современной геодинамике региона [Mörner, 1979]. Учитывая материалы [Колодяжный, 2000; Пржиялговский, Терехов, 1984], новые данные и результаты тектоно-физического моделирования [Бондаренко, 1984], нельзя исключить и существенную роль в процессе развития Онежской структуры элемента вращения в поле сдвиговых деформаций.

Дискретная складчато-сдвиговая структура с сильно сжатыми антиклиналями и пологими широкими синклиналями, сопровождающаяся региональным дисгармоничным срывом на границе «фундамент–чехол» – достаточно типичный случай эпидермальной тектоники, отражающей общее сдвиговое течение не только чехла, но и подстилающего фундамента. Поэтому важно подчеркнуть, что архейские комплексы кристаллического цоколя принимали участие в процессах тектонического течения (выжимания – нагнетания) в качестве активной субстанции.

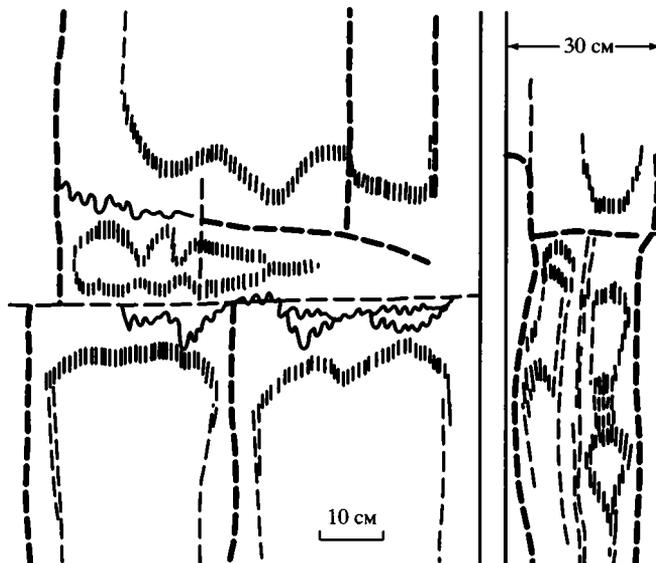
В то же время подобный механизм не объясняет многих особенностей строения и эволюции Онежской мульды, и мы обратимся к этому вопросу еще раз на базе рассмотрения дополнительного сравнительного материала (см. Главу 3.2).

### **ДЕФОРМАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПРОТОПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА**

Деформации тектонического течения свойственны не только зонам концентрированных деформаций, но и участкам спокойного залегания протоплатформенных чехольных отложений [Леонов М., 1991, 1993, 1997; Леонов М. и др., 1995]. Не является исключением в этом отношении и Карельский массив.

В частности, на юго-западном берегу оз. Сегозеро в борту одноименной мульды обнажается толща ятулийских диабазов, косослоистых пестроцветных кварцито-песчаников и белых кварцитов (рис. 1.4.23; см. рис. 2.4.4). Породы залегают спокойно и наклонены к центру структуры под углами 10–15°. Диабазы и пестроцветные кварцито-песчаники нарушены серией вертикальных трещин, которые разбивают породы на ортогональные блоки размером порядка 1 × 5 м. Трещины зияющие, что свидетельствует об их возникновении после образования всей колонны осадков и их полной литификации. Это преимущественно трещины отрыва, но встречаются и трещины скола.

Пачка белых кварцитов, залегающая выше диабазов, дислоцирована интенсивнее: сеть трещин становится более частой, размер выкальвываемых блоков уменьшается (50 × 150 см), а вся пачка пронизана тончайшей сетью кливажных субвертикальных плоскостей юг-юго-западного–север-северо-восточного простирания. Трещины могут быть «сквозными», пересекающими всю колонну отложений, но основная сеть трещин, пересекая пласты белых кварцитов, не проникает в подстилающие и перекрывающие отложения. Кливажные поверхности и сланцеватость также не проникают в подстилающие слои. Субширотные трещины ассоциируют со стилолитовыми швами; субмеридиональные трещины никогда не сопровождаются стилолитами. Стилолитовые швы субвертикальны, ориентировка зубцов субгори-



**Рис. 1.4.23.** Структуры, отражающие квазипластическое течение в кварцито-песчаниках сегозерской свиты

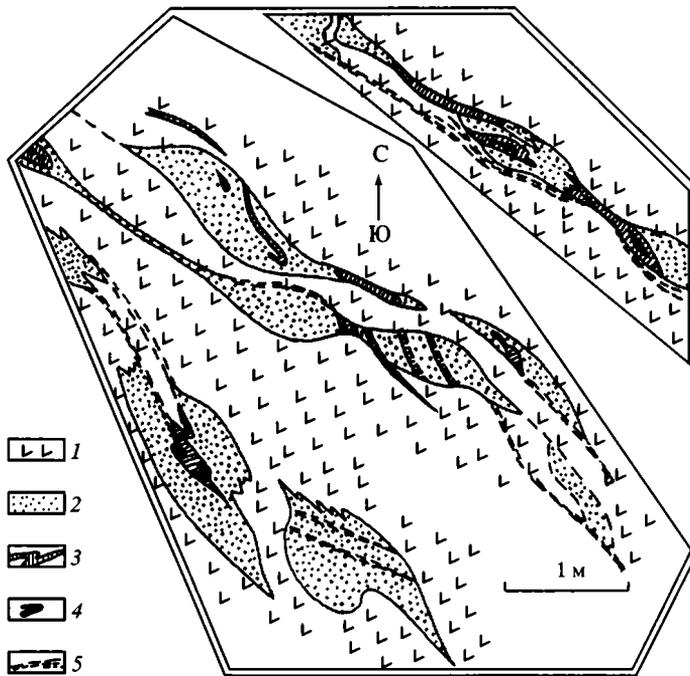
Толстый пунктир – трещины; зубчатые сплошные линии – стилолитовые швы; тонкий пунктир – структурно обусловленные выделения окислов железа (гематит)

**Fig. 1.4.23.** Fractures (dashed lines), stylolitic seams (serrate lines) and structurally ensured Fe-oxide bleeding (fine chain lines) in quartzitic sandstones of the Segozero Formation as indications of quasi-plastic flow of rock mass

зонтально-субмеридиональная; высота зубцов до 10–15 см. Они часто залечивают более ранние субширотные трещины отрыва. Имеются стилолитовые швы нескольких поколений.

Процесс хрупко-пластической деформации сопровождается сегрегацией вещества и отгонкой окислов железа, которые образуют кольцеобразные структуры типа колец Лизиганга внутри каждого из блоков. Весь комплекс данных – формирование системы трещин отрыва с преимущественным растяжением в субмеридиональном направлении, наличие субвертикальных стилолитовых швов нескольких поколений, кливажа, сланцеватости, микроструктурные изменения и своеобразная форма перераспределения железистого вещества в процессе деформации – все это указывает на внутрислойное тектоническое течение пород. Наличие трещин отрыва, залеченных стилолитовыми швами, свидетельствует о сложном режиме тектонического течения с периодической сменой режима продольного растяжения продольным сжатием в одном и том же объеме пород.

Течение осуществляется в субгоризонтальном (субслойном) направлении, но за счет возникновения вертикальных слайдов – бесчисленных плоскопараллельных микробъемов, на границах и внутри которых происходило относительное смещение элементарных составляющих вещества горных пород. Сходный механизм субслойного течения с возникновением субвертикальной линзовидно-петельчатой внутренней структуры отмечен в



**Рис. 1.4.24.** Будинаж и разлинзование эпидиозитов в толще ятулийских метабазальтов (район оз. Сегозеро), отражающие дисгармоничное послойное пластическое течение пород проточехольного комплекса

1 – рассланцованные базальты; 2 – эпидиозиты; 3 – жилы кварца; 4 – пустоты; 5 – зоны интенсивного рассланцевания

**Fig. 1.4.24.** Boudinage and dislensing in epidiosites of the Jatulian metabasaltic sequence (Segozero Lake area) evidencing disharmonic stratal ductile flows of rock masses in the protoplatform cover

(1) foliated basalts; (2) epidiosites; (3) quartz veins; (4) caverns; (5) schistosity zones

метабазальтах восточной оконечности оз. Сегозеро. Свидетельством суб-  
 слойного течения вещества в проточехле является деформация эпидиозитов  
 в ятулийских метабазальтах этого же региона [Леонов М. и др., 1999]  
 (рис. 1.4.24).

Структуры субслойного тектонического течения отмечены в залегающих  
 субгоризонтально породах петрозаводской и шокшинской свит [Леонов М.  
 и др., 1995]. Данные образования внешне выглядят как совершенно не дис-  
 лоцированные комплексы, но детальное изучение их внутренней структуры  
 свидетельствует об обратном. В петрозаводской свите объемная подвиж-  
 ность обусловлена возникновением в отдельных горизонтах системы зон  
 хрупко-пластического скалывания, подвижных ромбоэдровидных доменов и  
 межслоевых зон проскальзывания (рис. 1.4.25). Шокшинские кварцито-пес-  
 чаники нарушены системой разрывов, среди которых выделяются послой-  
 ные срывы, секущие взбросы и надвиги, а также практически вертикальные  
 разрывы, по которым устанавливаются взбросо-сдвиговые перемещения.  
 Толща пронизана огромным числом трещин с зеркалами скольжения, ори-  
 ентированными в направлении слоистости и под углом к ней. Ориентировка

борозд скольжения указывает на послыйные перемещения, секущие надвиговые и взбросо-сдвиговые смещения. Все эти признаки фиксируют макроблоковую объемную деформацию.

В породах наблюдаются эпигенетические изменения различной интенсивности, соответствующие в основном динамическому катагенезу и метагенезу, а также динамометаморфизму низких ступеней пренит-пумпеллиитовой субфации и свидетельствующие вместе с макроструктурами об общей объемной подвижности горных масс. Эти структурно-вещественные преобразования развиты неравномерно и обнаруживают пространственную и генетическую связи с зеркалами скольжения. Относительное скольжение внутри пород осуществляется в масштабе слоев, зерен и их частей, а также на уровне кристаллической решетки минералов, что свидетельствует о внутренней пластичности и подвижности пород в масштабе отдельных слоев, пачек и горизонтов шокшинских отложений [Копелиович, Симанович, 1963, 1966]. В породах шокшинской свиты обнаружены своеобразные структуры, отражающие тектоническое течение гранулированных сред [Леонов М. и др., 1995] (см. Главу 2.4 и рис. 2.4.2, 2.4.3).

На границах деформированных пластически и относительно недеформированных объемов возникают послыйные срывы, отражающие дисгармонию хрупкого и пластического течений. Это подтверждено, помимо вышеприведенного материала, сведениями о вторичных преобразованиях кор выветривания. На территории Карельского массива на породах архейского фундамента залегают метаморфические образования, которые первично являлись корой выветривания [Корякин, 1970]. Древняя кора выветривания перекрыта отложениями протоплатформенного чехла. На поверхности гранитов метаморфизованная кора выветривания представлена [Корякин, 1970] кварц-серицитовыми образованиями мощностью от 30–50 см до 15–20 м. В основании кор выветривания исходные породы монолитны, имеют массивную текстуру без признаков рассланцевания. Вверх по разрезу трещиноватость гранитов увеличивается, они дезинтегрируются на угловатые и угловато-закругленные глыбы. Трещины заполнены карбонат-кварц-серицитовым цементом песчаного облика. У контакта с перекрывающими граниты отложениями протоплатформенного чехла породы коры выветривания интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Минералы и их агрегаты вытянуты в направлении сланцеватости, которая часто не совпадает с седиментационной слоистостью вышележащих осадочных толщ. Сланцевая структура вновь возникшей кварц-серицитовой породы, плоскостное распределение в ней минеральных индивидов и их агрегатов является следствием рассланцевания доятулийских кор выветривания [Корякин, 1970].

В перекрывающих рассланцованную кору выветривания отложениях метаморфизм и рассланцевание постепенно ослабевают и на некотором расстоянии от контакта с гранитами полностью исчезают. Таким образом, метаморфизованная и рассланцованная кора выветривания в современном виде представляет собой горизонт дифференциального субслойного (субгоризонтального) скольжения (образование сланцевой структуры невозможно без участия стресса и сдвигового течения вещества) и является зоной тектонического срыва на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Подобные срывы наблюдаются во многих

обнажениях протоплатформенного чехла, в частности в Северо-Карельской зоне [Колодяжный, 1998], в Сегозерской мульде [Леонов М. и др., 1999], в системе куполов–складок Северного Прионежья [Леонов М. и др., 1996], и отражают наличие субслоистой и субгоризонтальной тектонической расчлененности массива в условиях сдвигового течения.

\* \* \*

Таким образом, мы рассмотрели различные структурно-тектонические ансамбли, развитые на территории Карельского массива: зоны сплющивания и нагнетания, зоны осепродольного течения, оттока и диссипативного сдвига. Все они, являясь сложными структурными парагенезами, располагаются закономерно относительно друг друга и образуют единый парагенетический ансамбль первого порядка, характеризующий внутреннюю структуру и кинематику Карельского массива. Этот ансамбль отвечает объемному сдвиговому течению, происходящему в режимах транспрессии и транстенсии со сдвигово-надвиговой кинематикой. Основной структурный план массива, как считает большинство исследователей [Буйко и др., 1995; Докембрий..., 1994; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Соколов, 1972; Сыстра, 1991; Травин, 1996; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973; и мн. др.], был сформирован к концу раннего протерозоя в результате свеко-карельского (или карельского) тектогенеза в интервале 1750–1600 млн лет (данные разных источников несколько различны).

Что же происходило с породами Карельского массива в дальнейшем? Собственно о внутреннем развитии массива в рифее–фанерозое информации мало, однако в это время массив, по-видимому не был пассивен, так как в непосредственном его обрамлении произошло заложение и развитие системы Ладожско-Ботнической зоны, Онежского и Кандалакшского грабенов. На территории Балтийского щита в рифее происходили и другие значительные тектонические события [Аксенов, 1998; Арзамасцев и др., 1999; Проскураков и др., 1993]: заложение небольших грабенов типа Сатакунта, Евле и др., возникновение, кроме вышеупомянутых, палеорифтов Балтийского моря, Даларна и пр., проявление магматических, вулканических процессов (дала-порфиры, граниты-рапакиви, силлы и дайки долеритов, дациты и риолиты формации Рьюкан) и прочие проявления активной тектоники. В последующем не могли не оказать влияния на Карельский массив и палеозойские процессы в зоне Кандалакшского залива и Хибин, становление Норвежских каледонид и т.д. Однако в настоящее время мы не можем вычленить структурно-вещественное выражение этих процессов. Гораздо полнее информация, отражающая особенности неотектонического этапа, к рассмотрению которого мы сейчас и перейдем.

## **НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА**

Проблемы новейшей геодинамики региона и анализ литературных данных в интересующем нас аспекте детально рассмотрены в работах многих исследователей [Ассиновская, 1986; Бискэ, 1958, 1961; Бискэ и др., 1971; Геоморфология..., 1977; Зыков, 1991, 1996, 1997, 1999, 2001; Кошечкин, Стрелков, 1974; Лукашов, 1976, 1982, 1986, 1993; Мусатов, 1998; Никонов,

1977; Новейшие..., 1974; Чувардинский, 1986, 1992; Mörner, 1979]. Здесь будет приведено лишь фрагментарное описание новейших структур и процессов.

Проблема постумных структурных преобразований фундамента молодых и древних платформ, складчатых поясов и орогенов, как говорилось выше, издавна привлекает внимание исследователей. К настоящему времени появилось множество аргументов, подтверждающих проявление активной тектонической жизни пород кристаллического и складчато-метаморфического основания многих геоструктур после их вхождения в состав континентального фундамента. В этой общей проблеме одним из интереснейших и в то же время наименее разработанных является вопрос о способах и механизмах проявления тектонических движений фундамента платформ на новейшем этапе. В неотектонике хорошо изучены морфоструктуры, обусловленные вертикальными движениями земной коры, изгибами большого радиуса кривизны, а также разломно-сдвиговая тектоника. В меньшей степени исследованы процессы объемной подвижности фундамента, связанные с вертикальным и латеральным течением горных масс, и структурное выражение этого течения. Между тем, вопрос о неотектонической объемной подвижности (тектоническом течении) фундамента ставился неоднократно. Одним из первых, кто рассматривал формирование современного морфоструктурного облика Земли за счет именно этих процессов, был Л. Кинг [1967], который ввел в геоморфологию понятие реидной деформации, т.е. способности горных пород к объемному течению. Однако идеи Л. Кинга не получили должного развития, и это связано, вероятно, с тем, что, блестяще аргументировав невозможность формирования современного рельефа материков без признания объемной подвижности (пластичности) фундамента, он не указал конкретных примеров такой подвижности и механизмов, ее обеспечивающих.

Проблема неоднократно обсуждалась и на примере Фенноскандии, которая включает, по определению введшего это понятие В. Рамзая (1898 г.), Скандинавский полуостров, Финляндию, Кольский полуостров и Восточную Карелию. Территория Фенноскандии состоит из участков различного геологического строения и в то же время характеризуется общей относительно молодой историей развития [Махачек, 1959], поскольку речь идет об очень древней области разрушения, после силура не затапливаемой морем и испытывавшей процесс длительной денудации.

Для неотектонического этапа развития Фенноскандии характерно влияние многократных четвертичных оледенений, в которых, в соответствии с онерарной (от «onerous» – грузный) теорией Джеймсона, многие исследователи видят причину ледниковых и постледниковых изменений высотного уровня территории, обусловленных процессами изостатического выравнивания после снятия ледовой нагрузки. Тем не менее, даже на начальных этапах исследования это мнение не было единодушным. Неоднократно подчеркивалось, что процессы изостазии сами по себе не могут объяснить многие закономерности формирования современных морфоструктур региона. Г. Браун указывает, что район максимального поднятия не совпадает с областью, испытывавшей длительную ледовую нагрузку, и смещен на 150 км к востоку. По мнению Г. Штилле, четвертичные движения в Фенноскандии не

являются результатом только лишь процессов изостазии, а связаны также с движениями тектоническими. Дж. Уилзер пишет, что ось молодого сводового поднятия тесно связана с геологической структурой, и поднятие представляет собой чисто тектоническое явление. Ф. Махачек, подводя итог высказанным мнениям, констатирует, что «эти движения оказались возможными благодаря пластичности фундамента, допускающей компенсационные течения масс...» [Махачек, 1959, с. 214].

Мнение о существенной роли тектоники при формировании современного морфоструктурного облика региона высказывали А.П. Карпинский, А.А. Полканов, Дж. Седерхольм и др. Большую роль в разработке проблемы сыграли исследования [Бискэ, 1961; Кошечкин, 1969; Кошечкин, Стрелков, 1974; Лукашов, 1976; Марков, 1974; Никонов, 1992; Панасенко, 1969; и мн. др.]. Существует несколько убедительных аргументов в пользу действия тектонического фактора при образовании новейшей морфоструктуры: «сквозная» тенденция щита к воздыманию, по крайней мере с позднего докембрия до наших дней; регулярное совпадение орографических форм с соответствующими тектоническими структурами (понижения в рельефе совпадают с синклиналями, возвышенности – с антиклиналями) при их единой пространственной ориентировке; несовпадение простирания и пространственного положения новейших структур с предполагаемыми границами ледникового щита, а также несоответствие орографического плана элементам древней структуры; генетическая зависимость озерных котловин от расположения основных структурных элементов; изгибы в плане озерных котловин, не соответствующие направлению движения ледника; воздымание гранитных массивов за счет тектонического выжимания под действием бокового давления [Кошечкин, 1969]; горизонтальное положение наибольшего главного напряжения, в 10–20 раз превышающего напряжения, рассчитанные по весу пород [Марков 1974]; наличие молодых (голоценовых) сейсмодислокаций и подвижек по разломам, в том числе и сдвигового характера; проявления современной сейсмичности.

Таким образом, существенная роль тектонического фактора на новейшем этапе развития региона, по мнению большинства исследователей, несомненна, и все же речь идет главным образом о разломно-блоковой тектонике и образовании изгибов большого радиуса кривизны, тогда как проблемы общей объемной подвижности и роли тектонического течения в процессе новейшего тектогенеза практически не рассматриваются. Тем не менее, даже те авторы, которые считают движения по разломам главным рельефообразующим фактором, подсознательно признают объемную деформацию пород фундамента. Имеется описание складчатых структур, которые образованы на неотектоническом этапе, в частности сопряженные антиклинали и синклинали в районах озер Паанаярви и Кукас [Бискэ, 1958]. При этом ядра антиклиналей сложены архейскими гранито-гнейсами, а синклинальные структуры выполнены метаосадочными и метавулканогенными породами нижнего протерозоя. Но хорошо известно [Ажгирей, 1966; Кинг, 1967; Леонов М., 1993, 1997], что возникновение постумных складчатых форм поверхности кристаллических комплексов невозможно без объемной деформации и значительной подвижности горных масс. Само наличие изгибов донизнепротерозойского и постпротерозойского пенепленов свидетельствует в

пользу тектонического течения горных пород, что, в частности, и отражено в вышеприведенной цитате из книги Ф. Махачека «Рельеф Земли».

Новые данные, подтверждающие неотектонические объемные деформации докембрийского цоколя Балтийского щита, получены коллективом лаборатории консолидированной коры ГИН РАН (см. работы Д.С. Зыкова, М.Г. Леонова). На основе ландшафтно-геоморфологического метода с применением структурного анализа древних толщ выявлены такие формы подвижности, как объемное сдвиговое и домено-сдвиговое течение, развитие складчато-купольных структур, активизация протрузивного процесса и пр. Эти выводы основаны на тщательных полевых наблюдениях и указывают на новейшую объемную подвижность докембрийского цоколя, в том числе и на практически современную – постледниковую – составляющую этих движений. И, прежде всего, вернемся к рассмотрению Онежской мульды.

### **Онежская мульда**

Описание новейшей тектоники региона дано по материалам Д.С. Зыкова [Зыков, 2001; Леонов М. и др., 2001; Леонов М. и др., 2003<sub>1,2</sub>] и некоторых других исследователей [Бискэ, 1961; Бискэ и др., 1966, 1971, 1984; Голод и др., 1983; Кратц, 1963; Лукашов, 1976; Мусатов, 1998; Николаев, 1967; Никонов, 1977; Экман, 1972; Lukashov, 1995; и др.]. В новейшей структуре палеопротерозойской мульды соответствует котловина Онежского озера (см. рис. 1.4.16; см. вклейку рис. 1.4.17; 1.4.21; 1.4.25), которая фиксирует новейший этап развития седиментационного бассейна.

Неотектоническая активность территории не вызывает сомнений [Бискэ, 1961; Бискэ и др., 1966, 1971; Геоморфология..., 1977; Кратц, 1963; Лукашов, 1976; Мусатов, 1998; Николаев, 1967; Никонов, 1977; Lukashov, 1995; Экман, 1972; и мн. др.], и ее проявления отчетливо фиксируются со времени Микулинского межледниковья, отложения которого широко представлены на дне Онежского озера и в прилегающих депрессиях. Об активном проявлении тектонических движений на новейшем этапе свидетельствуют многочисленные признаки: перекосы и деформация береговых линий озера; различие в ландшафтно-геоморфологическом облике северной и южной его частей; общий перекося территории в процессе постледникового поднятия; смещение ледниковых шрамов по разрывам; наличие висячих речных долин; нарушение слоистости в озерных отложениях; проявления палеосейсмодислокаций. Принято считать, что регион характеризуется мозаичным проявлением блоковых разнонаправленных субвертикальных движений, наложенных на общий перекося поверхности в сторону платформы.

Главными особенностями новейшего этапа развития территории является пространственное положение современной акватории Онежского озера на месте палеопротерозойской мульды, а также положение озерной котловины на границе Балтийского щита и плитной части Восточно-Европейской платформы (см. рис. 1.4.1; 1.4.2; 1.4.16). Особенности строения котловины озера и его непосредственного обрамления наилучшим образом отражают характер неотектонического режима рассматриваемой территории. Котловина Онежского озера по геоморфологическим особенностям и характеру проявления новейших движений подразделяется на два сегмента: северный

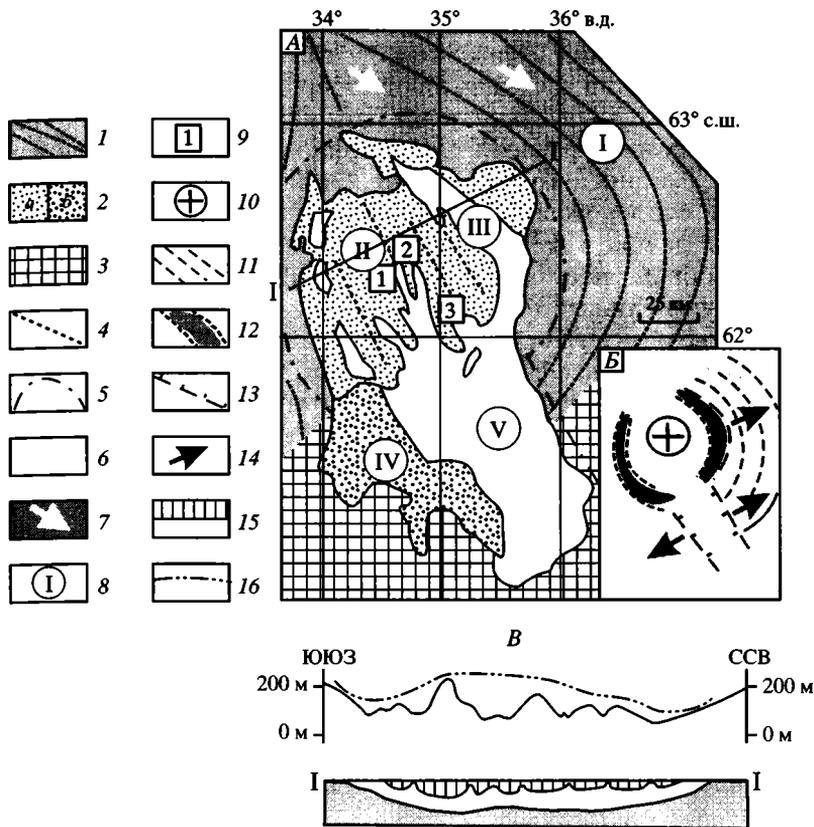
и южный. Граница их проводится по предполагаемой зоне субширотных разломов, проходящих под акваторией озера южнее южного окончания Заонежского полуострова. К центральной части структуры приурочена положительная аномалия силы тяжести, которая может свидетельствовать об относительном подъеме мафического субстрата. Рассмотрим геолого-геоморфологические особенности этих двух частей морфоструктуры Онежского озера.

Южная, точнее юго-восточная, часть котловины представляет собой единый бассейн, практически без островной суши, и имеет размеры примерно 120×50 км. Глубина составляет первые десятки метров и постепенно уменьшается в юго-восточном направлении. Береговая линия относительно ровная, образует небольшие дуговидные в плане заливы, которые нигде, однако, не образуют шхер. Юго-западный и северо-восточный берега субпараллельны и определены линиями разломов. На юго-восточных и северо-восточных отрезках прибрежной части рельеф преимущественно низменный и ровный, со множеством заболоченных участков. В этих районах значителен покров рыхлых осадков, который перекрывает коренные породы чехла ВЕП. Несколько иная картина наблюдается в районе Шокшинской гряды (юго-западный берег озера), где на протяжении нескольких десятков километров вдоль берега тянется несколько высоких (150–200 м) гряд, сложенных кварцито-песчаниками петрозаводской и главным образом шокшинской свит. Гряды имеют асимметричный рельеф. Прибрежная их часть крутая, обрывистая. В вершинной части расположена выровненная поверхность, которая полого падает в направлении от озера.

Этот сегмент озера лишь частично принадлежит Балтийскому щиту. В основном он захватывает плитную часть Восточно-Европейской платформы. На основании геолого-геоморфологических особенностей, его принято рассматривать в качестве новейшего грабена [Бискэ и др., 1971; Лукашов, 1976]. Причиной его образования считаются гляциоизостатические процессы в сочетании с неотектоническими движениями, имеющими место на территории Карелии [Николаев, 1967]. Но некоторые исследователи указывают на наличие и в южной части Онежского региона кольцеобразной морфоструктуры [Кочнева и др., 2002] (рис. 1.4.26).

Северная часть озерной котловины отличается от южной по структурно-геоморфологическим характеристикам, представляет собой относительно обособленную изометричную морфоструктуру диаметром около 110–120 км, в которой неразрывно объединены древний тектонический и современный морфоструктурный планы озерной котловины, практически изометрична и включает Заонежский полуостров с системой заливов и озер и прилегающую с юга наиболее глубокую часть озера.

С востока крупный залив (в южной части он называется Заонежским, в северной – Повенецким) обтекает Заонежский полуостров, образуя дугообразную впадину шириной до 20 км и протяженностью 120 км. Глубина залива 20–50 м. Многочисленные заливы и мелкие озера, маркирующие депрессии рельефа в пределах самого полуострова, имеют вытянутую форму и ориентированы в направлении север-северо-запад–юг-юго-восток, т.е. соответствуют общекарельскому структурному плану. С запада полуостров оконтурен системой озер (депрессий), имеющей форму пологой дуги,



**Рис. 1.4.26.** Схема Онежского региона с элементами новейшей структуры и геокинематической интерпретации (составил Д.С. Зыков)

**А.** Геолого-геоморфологическая схема: 1 – архейские метаморфические комплексы; 2 – протерозойские осадочно-вулканогенные комплексы: а – Северо-Онежской мульды (сариолий, ятулий, людиковий, ливий), б – Западно-Онежской синклинали (вепсий); 3 – чехол Восточно-Европейской платформы; 4 – оси локальных складок; 5 – границы депрессий; 6 – озерные ванны; 7 – направление движения ледника; 8 – основные морфоструктуры: I – юго-восточный склон Балтийского щита, II – депрессия северной части Онежского острова с куполовидным поднятием Заонежского полуострова, III – депрессия Повенецкого и Заонежского заливов, IV – шокшинская синклиналь, V – депрессия юго-восточной части Онежского озера; 9 – места расположения врезок на рис. 1.4.28; I-I – линия профиля **Б.** Структурно-кинематическая схема: 10 – апикальная часть куполовидного поднятия; 11 – мегаскладка; 12 – компенсационные депрессии, обрамляющие центральный купол и отвечающие зонам замкового отслаивания (растяжения); 13 – Онежский грабен; 14 – предполагаемое направление перемещения масс **В.** Геолого-геоморфологический профиль через Заонежский полуостров: 15 – различные горизонты протерозойского разреза; 16 – обобщенная вершинная поверхность.

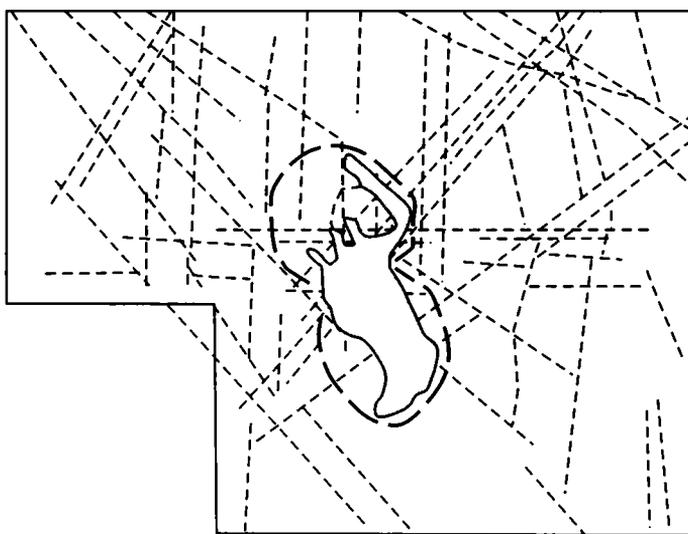
**Fig. 1.4.26.** Neotectonic structural elements and geokinematic interpretation of the Onega region; (A) simplified geologic scheme with elements of geomorphology

(1) Archean metamorphic complexes; (2) Proterozoic volcanogenic-sedimentary complexes of (a) North Onega basin (Sariolian, Jatulian, Ludicovian, Livian) and (b) West Onega syncline (Vepsian); (3) sedimentary cover of the East European platform; (4) axes of local folds; (5) depression boundaries; (6) lake reservoirs; (7) movement vector of glacier; (8) main morphostructures: (I) SE flank of the Baltic shield; (II) northern depression of the Oneshkii Island and dome-like rise of the Zaonezhskii Peninsula; (III) depressions of the Povenetskii and Zaonezhskii inlets; (IV) Shoksha syncline; (V) SE depression of the Onega Lake; (9) areas shown in Fig. 1.4.28; (B) structural-kinematic scheme: (10) apical part of dome; (11) megafold; (12) compensatory depressions around dome corresponding to zones of flexural exfoliation (extension); (13) Onega graben; (14) presumable vectors of tectonic flows; (B) Geologic-geomorphological profile across the Zaonezhskii Peninsula: (15) different horizons of Proterozoic section; (16) generalized summit plane; (I-I) profile line

обращенной выпуклой стороной к западу. Вокруг Заонежского полуострова образуется разорванное кольцо депрессий, похожее на скобки ( ).

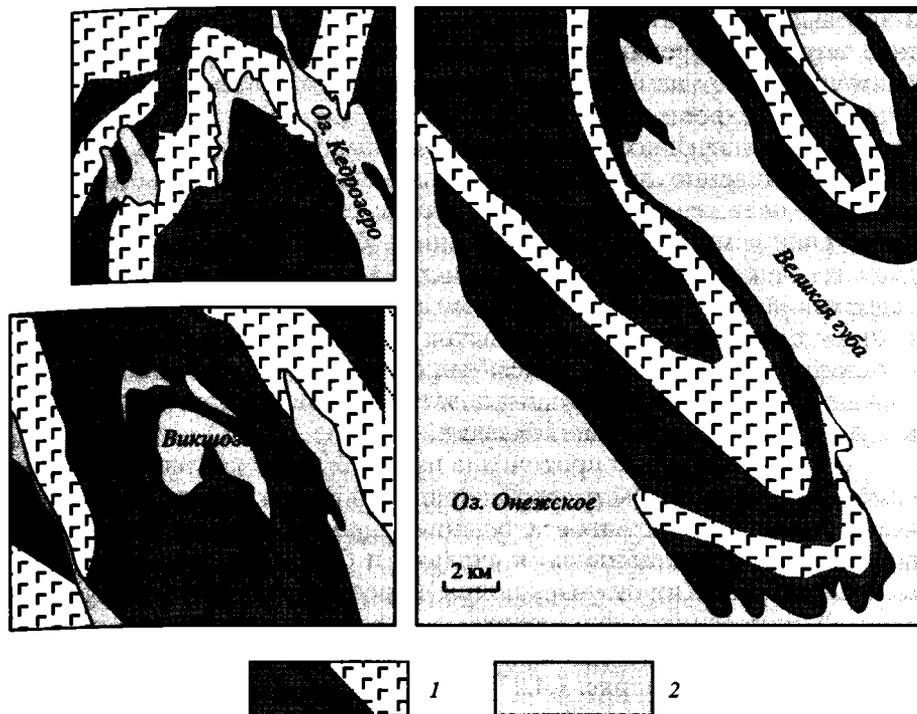
Берега большинства озер и заливов северной части озерной котловины изрезаны, местами обрывисты, с выходами пород фундамента. Параллельно озерам и между ними располагаются приподнятые гряды, сложенные коренными породами нижнего протерозоя. Они зачастую ограничены свежими обрывами и сопровождаются обвальными шлейфами. Перепады высот обычно очень резкие, скачкообразные и достигают десятков метров. За пределами обрамляющих депрессий рельеф, несмотря на изрезанность, нарастает при удалении от полуострова до отметок, равных или превышающих высотные отметки гряд на самом полуострове. При этом зеркало максимальных отметок рельефа в пределах полуострова очерчивает положительную куполовидную структуру, которая обрамлена с запада и востока депрессиями (см. рис. 1.4.26, Б, В). Анализ озерных отложений, расположенных ныне на суше, позволил восстановить контуры Онежского озера на момент максимальной послеледниковой трансгрессии [Бискэ и др., 1971]. Картина оказалась сходной с той, которая наблюдается в настоящее время: отчетливо выделилось кольцо озерной депрессии, которое окружает изометричную в плане группу островов и полуостровов. Существование куполовидного поднятия маркируется и наличием перекошенных береговых уровней в районе Заонежского залива [Бискэ и др., 1971]. Террасы наклонены к северо-востоку в соответствии с наклоном условной поверхности купола.

Множественные заливы и озера, расположенные в пределах Заонежского полуострова, маркируют депрессии рельефа и имеют удлиненную в соответствии с общекарельским структурным планом форму (рис. 1.4.27). Между



**Рис. 1.4.27.** Наложение новейшей Онежской депрессии (жирный пунктир) на сетку новейших разломных структур и линеаментов (тонкий пунктир) (по: [Жочнева и др., 2002])

**Fig. 1.4.27.** Contour of present-day Onega depression (thick dashed line) projected onto network of neotectonic faults and lineaments (thin dashed line)



**Рис. 1.4.28.** Положение озерных ванн по отношению к складчатым структурам в породах нижнего протерозоя (расположение участков показано на рис. 1.4.26)

1 – различные горизонты нижнепротерозойского разреза; 2 – озерные ванны

**Fig. 1.4.28.** Position of lacustrine basins relative to fold structures of Lower Proterozoic rocks (disposition of separate areas is shown in Fig. 1.4.26)

(1) different horizons of Lower Proterozoic section; (2) lacustrine basins

озерами-депрессиями располагаются субпараллельные приподнятые гряды, сложенные коренными породами нижнего протерозоя и зачастую ограниченные свежими обрывами и обвальными шлейфами. Перепады высот резкие, скачкообразные и достигают десятков метров. Зеркало максимальных отметок рельефа полуострова очерчивает пологий купол, который с запада и востока обрамлен депрессиями (см. рис. 1.4.26, Б, В). За их пределами высота рельефа вновь нарастает. Куполовидное поднятие маркируется перекосом береговых уровней и террас.

На территории Северо-Онежской мульды наблюдаются совпадение ориентировки и форм рельефа с формой и простираемостью складчатых структур, изгибами осевых плоскостей и шарниров складок, приуроченность озерных впадин к ядрам синклиналей (рис. 1.4.28). Зачастую отмечается обращенный рельеф, когда синклиналиям соответствуют поднятия, а антиклиналям – озерные депрессии. Возможно, это связано с тем, что в антиклиналях, как было показано выше, породы интенсивно раздроблены, преобразованы вторичными процессами и легко подвергаются денудации, а ядра синклиналей, напротив, нередко бронированы габбро-диабазовыми sillами и базальто-

выми лавовыми потоками, которые предохраняют их от разрушения, в результате чего они сохраняют доминирующее положение в рельефе. Все эти признаки указывают на единство (или унаследованность) новейшего и докембрийского морфоструктурных планов.

Анализ геологических данных показывает, что депрессия Онежского озера пространственно не связана с какими-либо определенными комплексами пород и наложена на самые различные породные ассоциации, т.е. ее происхождение и морфоструктура не могут быть объяснены селективной денудацией толщ разной прочности (за исключением обращенного рельефа) или ледниковой экзарацией (ледник двигался в этом районе строго однопавленно с северо-запада на юго-восток). При этом дуга Повенецкого залива отчасти сечет структуры докембрийских толщ. Но в то же время форма залива соответствует изгибу сланцеватости древних пород, описывая пологую дугу горизонтальной мегаскладки.

Тем не менее, в породах проточехла избирательная денудация отмечается. В антиклиналях породы раздроблены, преобразованы вторичными процессами и легко подвергаются денудации; ядра же синклиналей зачастую бронированы габбро-диабазовыми силлами и базальтовыми потоками, которые предохраняют их от разрушения. В результате возникает обращенный рельеф, когда синклиналям соответствуют возвышения рельефа, антиклиналям – депрессии. Отдельные озерные впадины повторяют изгибы складчатых структур (см. рис. 1.4.27).

Таким образом, современный морфоструктурный план Онежского региона в целом характеризуется теми же особенностями, что и тектонический план древних докембрийских толщ, и выражено это, прежде всего, в парагенезе генеральной изометричной морфоструктуры с секущими линейными морфоструктурами типа гряд и депрессий. При этом современная морфоструктура образована за счет наложения друг на друга различных форм: крупной изометричной депрессии (северная часть Онежского озера), куполовидного поднятия в ее центре (Зоанежский полуостров), грабенообразного прогиба (южная часть Онежского озера), линейных зон (многочисленные гряды и депрессии).

Изложенные данные указывают на многокомпонентность новейшего тектогенеза. Д.С. Зыков [Леонов М. и др., 2003<sub>1,2</sub>] выделяет вертикальную и горизонтальную составляющие новейших движений. Вертикальная составляющая движения выражена в формировании купола, кольцевых компенсационных депрессий и сопряженной с ним изометричной части депрессии, а также в образовании грабена южной части Онежского озера. Купол, депрессия и грабен расположены над приподнятым мафическим (нижнекоровым или астеносферным?) субстратом, о чем свидетельствует гравитационный максимум силы тяжести. Подъем нижнекорового или верхнемантийного субстрата вызвал растяжение верхнекорового слоя и заложение соответствующих структур. Рост купола сопровождается образованием кольцевых компенсационных депрессий [Летников и др., 2000].

Горизонтальная составляющая движения может быть несколько условно подразделена на сдвиговую и сдвигово-раздвиговую компоненты. Сдвиговая компонента отражена в линейном плане внутренней части структуры,

в кулисообразном расположении многих морфоструктурных элементов, в особенностях морфоструктуры линейных зон в ее обрамлении, о чем было сказано выше. Сдвигово-раздвиговая компонента связана с замковым отслаиванием, которое возникает в процессе развития изгиба сланцеватости в архейских породах. При формировании изгиба происходит проскальзывание одних «слоев» (пачек) относительно других, и в тех случаях, когда радиус кривизны изгиба различных «слоев» неодинаков, проскальзывание сопровождается отслаиванием и образованием линзовидных зон относительного растяжения и декомпрессии [Николя, 1992]. Особенности геолого-геоморфологического строения Заонежского района свидетельствуют о реальности такой модели, и именно этот механизм, по Д.С. Зыкову, лежит в основе формирования дугообразных депрессий. При этом формирование куполовидного поднятия, образование изометричной депрессии и заложение грабена южной части Онежского озера не противоречат друг другу и находятся в парагенетическом единстве.

Таким образом, новейшая морфоструктура Прионежья, главная часть которой занята озерной депрессией, образована двумя сопряженными овалами [Кочнева и др., 2002], территориально совпадает с палеопротерозойской отрицательной структурой и характеризуется, как и древняя, совмещением изометричного и линейного структурных планов. Все это указывает на многокомпонентность новейшего тектогенеза и интерференцию различных геодинамических режимов.

### Структура Калевала

В Центральной Карелии хорошо изучена кольцевая структура Калевала [Геоморфология..., 1977; Зыков, 1999], центральная часть которой с севера и юга обрамлена дугообразными системами озер Ньюк и Куйто, а с запада и востока – заболоченными депрессиями. Территория структуры и ее обрамления сложена в основном архейскими гранито-гнейсами. Протерозойские толщи образуют сравнительно узкие протяженные синклиналильные структуры. Простираение сланцеватости гранито-гнейсов и осей протерозойских складчатых структур является секущим по отношению к кольцевой структуре. В центре структуры располагается зона повышенной гранитизации, и структуре в целом соответствует мощный гравитационный минимум [Строение..., 1983].

На геоморфологических профилях отчетливо видна куполовидная форма структуры Калевала. Секущее положение озерных депрессий по отношению к геологической структуре и простираению толщ разного состава, а также по отношению к направлению движения ледника, который двигался поперек структуры, не позволяет связать образование этих депрессий с избирательной денудационной препарировкой, и можно сделать вывод о неотектонической природе озерных ванн, образующих кольцевую структуру. Весь комплекс признаков (геологических, геоморфологических, геофизических) показывает, что структура Калевала может быть проинтерпретирована как сложно построенный и изостатически некомпенсированный гранито-гнейсовый купол, воздымающийся в новейшее время. Озерные ванны являются компенсационными прогибами.

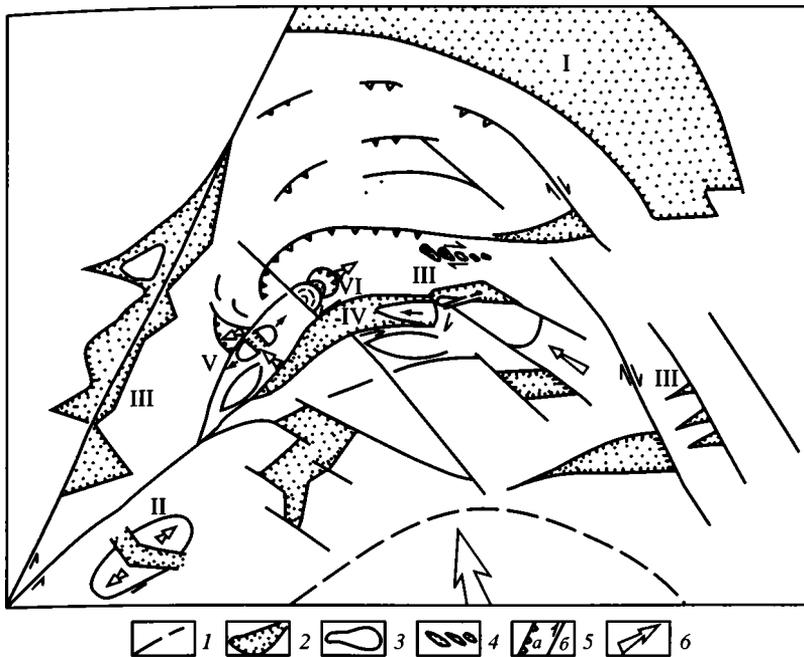
Основные черты стратиграфии, структуры и геодинамики Северо-Карельской зоны описаны выше. В современной структуре Балтийского щита она трассируется узкими, сильно сжатыми синклиналями (Паанаярвинская, Кукаозерская) и рядом более мелких синклинальных структур (Ханкусярвинская, Кужъярвинская, Тикшозерская), в ядрах которых расположены одноименные озерные ванны. Описание новейшей структуры и геодинамики Северо-Карельской зоны содержится в обстоятельной монографии Д.С. Зыкова [2001], данные которого наряду с другими материалами использованы при написании этого раздела.

Зона имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к северу, разделяет два геоблока Балтийского щита – Беломорский на севере и Карельский на юге – и является внутриплитным коллизийным швом, возникшим на границе этих крупных геоструктур. Основной тектонический облик зоны был сформирован в позднекарельское время (1600–1500 млн лет), однако несомненно и то, что структура зоны в последующем претерпела существенные изменения, о чем свидетельствуют: заложение озерных котловин в ядрах синклинальных складок и совпадение положительных форм рельефа с антиклинальными структурами; пликативные деформации постпротерозойского пенеппена; новейшие вертикальные и горизонтальные подвижки по разломам; обновление протрузивного процесса и другие упоминавшиеся признаки.

Одним из наиболее интересных в контексте новейшей тектоники сегментов Северо-Карельской зоны является кукаозерский сегмент, который представляет собой обращенный к северу клин (рис. 1.4.29). Боковые ограничения сегмента представлены системами сдвигов: северо-западное фиксируется Ковдозерским разрывом, северо-восточное – системой кулисных разломов.

По смещению русел ручьев, эрозионных долин и линеаментов, наличию присдвиговых треугольных в плане депрессий растяжения, присутствию кулисно расположенных озерных ванн, необъяснимых с точки зрения избирательной препарировки субстрата, смещению типов растительности установлены левосдвиговые смещения на западном ограничении зоны и правосдвиговые – на восточном. Боковые сдвиги находятся в парагенезе с системой фронтальных надвигов. Свидетельством неотектонической активности надвигания является образование преднадвиговой депрессии оз. Ковдозеро. Относительная структурно-вещественная однородность пород ложа и обрамления озера, несоответствие формы озера направлению движений ледника, а также резкое несоответствие формы депрессии со структурой гранито-гнейсов, вытянутая изогнутая форма, генерализованно отвечающая форме надвиговых дуг, не позволяют связать образование депрессии с избирательной денудацией, а свидетельствует о тектоническом короблении, компенсационном по отношению к движущемуся надвиговому фронту [Спенсер, 1981; Lebel et al., 1996].

Внутренняя структура района хорошо согласуется с картиной общего сдвигово-надвигового перемещения всей массы горных пород, расположенной внутри клина, что подтверждается наличием набора новейших



**Рис. 1.4.29.** Структурно-кинематическая схема новейшего этапа Северо-Карельской зоны (составил Д.С. Зыков [Леонов М. и др., 2001])

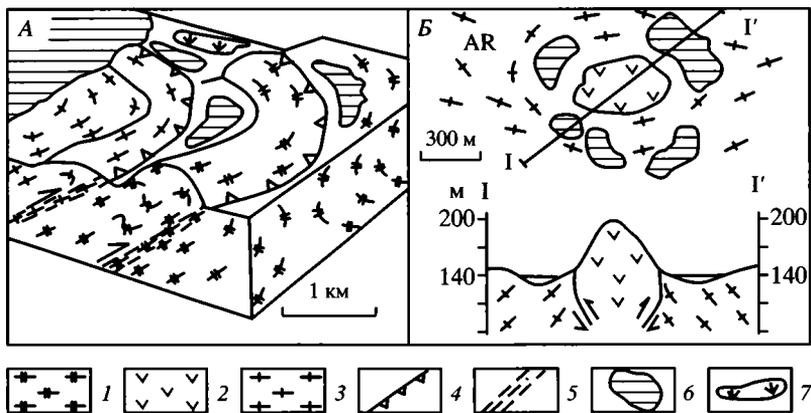
*I* – разрывы, активные на новейшем этапе; *2* – неотектонически обусловленные депрессии; *3* – доменокупольные морфоструктуры; *4* – сдвиговая зона, маркируемая кулисно расположенными озерными депрессиями; *5* – разрывы установленной кинематики: *a* – взбросо-надвиги, *б* – сдвиги; *б* – направления перемещения горных масс

Римские цифры: *I* – принадвиговая депрессия оз. Ковдозеро; *II* – Ципрингский массив габбро-перидотитов, рассеченный грабеном (впадина оз.Ципринга); *III* – присдвиговые депрессии: *IV* – депрессия в ядре кукасозерской синклиналиной структуры; *V* – Ханкусъярвинская структура латерального выжимания; *VI* – Кужъярвинская структура латерального выжимания в замке языковидной складки с образованием полости замкового отслаивания (детальная картина – на рис. 1.4.30, А)

**Fig. 1.4.29.** Structural-kinematic scheme of the North Karelian zone neotectonics

(*I*) active faults of neotectonic stage; (*2*) neotectonic depressions; (*3*) dome morphostructures; (*4*) shear zone marked by en-echelon disposition of lacustrine basins; (*5*) overthrust reverse faults (*a*) and strike-slip faults (*b*); (*б*) vectors of rock mass movement; (*I*) Kovdozero thrust-controlled depression; (*II*) gabbro-peridotite massif dissected by the Tsipringa Lake graben; (*III*) depressions associated with shear zones; (*IV*) core depression of the Kukasozero synclinal structures; (*V*) Khankusjarvi structure of lateral squeezing; (*VI*) Kuzhjarvi structure of lateral squeezing at the hinge of linguoid fold and associated recess of flexural exfoliation (details are shown in Fig. 1.4.30, A)

структур и их парагенезов [Бискэ, 1961; Балаганский и др., 1998; Зыков, 2001; Тевелев Ал., Тевелев Арк., 1999]: грабенообразные зоны растяжения; области объемного сдвигового течения; протрузии ультрабазитов; складчатые изгибы поверхности фундамента; латеральное выжимание замков складок; линзовидная делимость субстрата и др. Возникновение постумных складчатых форм поверхности кристаллических комплексов, как неоднократно отмечалось, свидетельствует, в частности, об объемной реидной деформации и значительной подвижности горных масс. Само наличие изгибов донижнепротерозойского и постпротерозойского пенепленов свидетельствует в пользу тектонического течения горных пород. Примеры новейшего



**Рис. 1.4.30.** Примеры объемной неотектонической деформации в пределах Северо-Карельской зоны (составил Д.С. Зыков [Леонов М. и др., 2001])

*А* – формирование Кужъярвинской складки-покрова; *Б* – формирование базитовой протрузии и компенсационного прогиба фундамента, маркируемого озерными ваннами

*1* – сумийские метавулканы; *2* – серпентинизированные ультрабазиты; *3* – гранито-гнейсы Кужъярвинского массива (на рис. *А*) и беломорского комплекса (на рис. *Б*); *4* – надвиги; *5* – зоны катаклаза и расланцевания; *6* – озерные ванны; *7* – торфяные болота

**Fig. 1.4.30.** Structures of neotectonic 3D deformation in the North Karelian zone exemplified by (*A*) the Kuzhjarvi fold nappe and (*B*) compensatory basement downwarping associated with basite protrusion and marked by lacustrine basins

(*1*) Sumian metavolcanics; (*2*) serpentinitized ultramafic rocks; (*3*) granite-gneisses of the Kuzhjarvi massif (in scheme «*A*») and Belomorian complex (in scheme «*B*»); (*4*) thrust faults; (*5*) zones of cataclasis and foliation; (*6*) lacustrine basins; (*7*) peat bogs

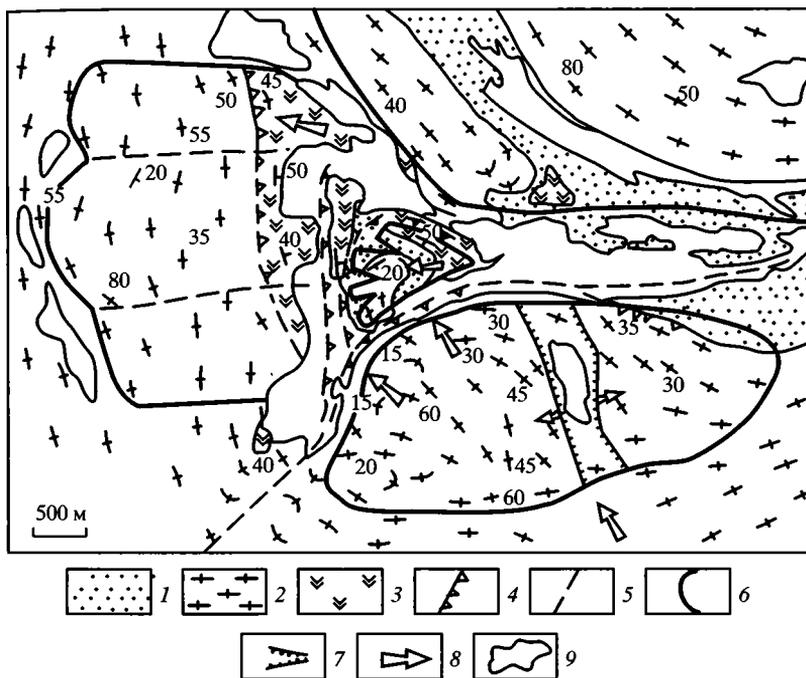
развития частных структур Северо-Карельской зоны приведены на рис. 1.4.30; 1.4.31.

Существенную информацию о неотектонических движениях в осевой части Северо-Карельской зоны сплющивания дало изучение тел габбро-амфиболитов – наиболее компетентных пород разреза (рис. 1.4.32, см. вклейку). Тела в большинстве случаев представляют собой будины размером от первых до нескольких сотен метров по длинной оси и от десятков сантиметров до десятков метров в поперечнике. Средняя ось там, где можно наблюдать будину в трех измерениях, имеет промежуточные значения. Отмечены выклинивание будинированных тел по падению и восстанию, их максимальное удлинение по простиранию и поперечное сплющивание. Будины имеют линзовидную, реже сигарообразную и каплевидную формы. Каплевидные будины обладают округлой верхней частью и удлиненной хвостовой, ориентированной по падению. Забегая вперед, отметим, что каплевидная форма обусловлена не только тектоническим разлинзованием, но и экзарационной деятельностью ледника.

В современной морфоструктуре будины габбро-амфиболитов слагают положительные формы рельефа, четко выделяясь на фоне пластичных и менее компетентных пород основной массы разреза. Некоторые будины образуют острова, которые наподобие легендарного корабля капитана Немо

выступают над поверхностью озера. Рассмотрим более подробно морфологию и структуру некоторых из них.

В центральной части озера расположен маленький островок (см. рис. 1.4.32, А, см. вклейку), представляющий собой будину габбро-амфиболитов. В плане будина имеет форму веретена, вытянутого по простираению зоны, в поперечном сечении – перевернутой капли (с округлой апикальной частью и утонением по падению). Длинная ось, в соответствии с общей направленностью линейности, наклонена на запад под углом порядка  $20^\circ$ . Верхняя часть будины обладает заглаженной эллипсоидальной поверхностью с четко выраженными бороздами ледниковой штриховки. Возникновение штриховки в результате экзарации подтверждается следующими наблюдениями: ее наложением на выровненную и отполированную поверхность, образующую плавный изгиб; отсутствием тыловых зон отрыва и заусенцев, свойственных тектоническим зеркалам скольжения; симметричным продольным профилем борозд; наличием конусовидных впадин, вырабатываемых твердыми частицами пород при их вращении под действием водных



**Рис. 1.4.31.** Структурно-кинематическая схема Ханкусъярвинской структуры на новейшем этапе (составил Д.С. Зыков [Леонов М. и др., 2001])

1 – нижний протерозой: кварцито-песчаники; 2 – архей: гранито-гнейсы; 3 – серпентинизированные ультрабазиты; 4 – взбросо-надвиги; 5 – предполагаемые разрывы; 6 – контуры выраженных в рельефе гранито-гнейсовых домено-купольных морфоструктур; 7 – депрессии-грабены; 8 – направление перемещения горных масс; 9 – контуры озер

**Fig. 1.4.31.** Structural-kinematic scheme of the Khankusjarvi structure at neotectonic stage

(1) Lower Proterozoic quartzitic sandstones; (2) Archean granite-gneisses; (3) serpentinized ultramafic rocks; (4) overthrust reverse faults; (5) presumable faults; (6) contours of relief-forming granite-gneiss domes; (7) graben depressions; (8) movement directions of rock masses; (9) lake contours

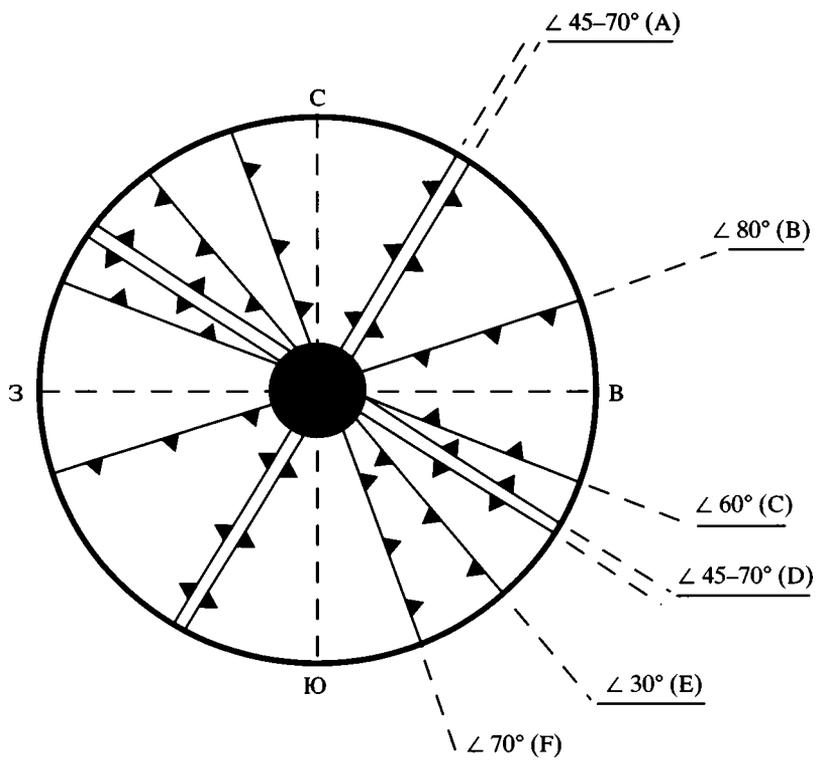


Рис. 1.4.33. Ориентировка главных систем трещин в пределах будины-бараньего лба

Fig. 1.4.33. Systems of tectonic fractures and faults in the sheepback rock

потоков; площадным распространением штриховки на большинстве подобных морфоструктур. К этому необходимо добавить, что будины, не выходящие на дневную поверхность своими апикальными частями, обычно не имеют каплевидных очертаний, а представлены линзовидными или сигарообразными формами.

Все сказанное о морфологии тел, их положении в рельефе и характере поверхностной обработки позволяет уверенно отнести эти тела к категории бараньих лбов, возникших при экзарации тектонических будин габбро-амфиболитов. Отметим также, что бараньи лбы образуются не только по габбро-амфиболитам, но и по другим породам, обладающим относительно большей твердостью, чем вмещающие их образования.

Бараний лоб рассечен разнонаправленными тектоническими трещинами, и можно выделить по крайней мере шесть систем, образующих круговой веер (рис. 1.4.33). Смещения по трещинам обычно не фиксируются, и их возникновение связано, вероятно, с динамической разгрузкой при выведении будинированных тел на поверхность. Некоторые направления трещиноватости используются при тектонической деформации, и трещины в этом случае переходят в категорию разломов со смещением. Вертикальные трещины практически отсутствуют, все имеют тот или иной наклон, и при их пересечении происходит выкалывание асимметричных пирамидальных

блоков. Для деформации бараньего лба характерно наличие односторонних или двусторонних грабенов, поперечных к длинной оси морфоструктуры. Одни участки грабенов сформированы между разломами, имеющими одинаковую ориентировку простирания и падения; в других случаях разломы, ограничивающие грабены, наклонены во встречных направлениях; но и те и другие принадлежат категории прямых или обратных сбросов. Ориентировка грабенов в целом поперечна длинной оси бараньего лба, но в то же время они имеют угловато-извилистую форму и состоят из нескольких разнонаправленных отрезков, сочлененных между собой коленообразно, так как при образовании грабенов используются разные системы трещин. Основное растяжение связано с оживлением разломов систем «А» и «D» и просадкой расположенных между ними блоков и клиньев. Раздвиг осуществляется также с использованием систем «В» и «С», которые ориентированы несколько косо к длинной оси бараньего лба. Системы «Е» и «F» также участвуют в процессе образования грабенов, но значительно реже, чем остальные. Часть разломов имеет наклоны в восточных румбах и по форме соответствует литрическим сбросам, которые образуют парагенез с надвигом во фронтальной части бараньего лба. Плоскость надвига наклонена к западу (под будину) под углом 40–50°. В лежащем боку наблюдается зона рассланцевания, конформная поверхности разрыва.

Морфоструктурный парагенез указывает, таким образом, на продольное растяжение будины-бараньего лба и его надвигание (выдавливание) в восточном направлении и под некоторым углом к плоскости горизонта.

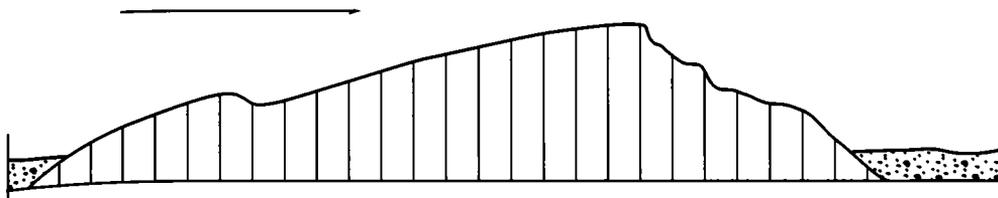
В современном выражении грабенообразные структуры представляют собой провалы с наклонными бортами, достигающие 1–3 м глубины и не заполненные каким-либо материалом. На их дне наблюдаются лишь единичные остроугольные обломки, форма которых отвечает выкалыванию по упомянутым выше системам трещин. Их наличие обусловлено незначительными обрушениями бортов грабенов. Форма поверхности смещенных по разломам блоков, в том числе и днища грабенов, соответствует общему изгибу поверхности бараньего лба.

Приведем описание еще одной морфоструктуры, которая образует мыс на северо-западной оконечности одного из островов оз. Кукас (см. рис. 1.4.32, А–Г, см. вклейку). По внешней форме и особенностям строения этот бараний лоб сходен с описанным выше, но обладает некоторыми чертами, существенно дополняющими картину деформационного процесса. Здесь наблюдаются непосредственные взаимоотношения будины габбро-амфиболитов, превращенной в бараний лоб, и окружающих ее более пластичных пород слоисто-полосчатого комплекса, краткое описание которого приведено нами ранее. Можно видеть, что разрывные структуры и грабены, рассекающие тело бараньего лба, доходят лишь до границы с пластичными толщами и в них уже не прослеживаются. Вдоль границы фиксируется послойный срыв и относительное проскальзывание пород разной компетентности (см. рис. 1.4.32, В, см. вклейку). Такие взаимоотношения позволяют считать, что поперечное сжатие и продольное растяжение в монолитных и пластичных толщах реализуются по-разному: в первом случае за счет хрупкого разрушения, во втором за счет межслоевого и межзернового проскальзывания, т.е. за счет пластического течения.

Сходные структуры широко развиты в пределах осевой зоны сплющивания и представляют собой массовое явление. Причем тектоническое «растаскивание» затрагивает не только будины-бараньи лбы, но и определенные морфоструктурные формы, по-видимому, не имеющие отношения к деятельности ледника. В центральной части озера расположена система островов, один из которых резко выделяется в рельефе, будучи поднят более чем на 140 м над уровнем озера. Остров вытянут по простиранию зоны, что совпадает с длинной осью озерной ванны, на 1,5 км при ширине 0,5 км. По очертаниям остров представляет собой выпуклую линзу, сходную с формой габбро-амфиболитовых будин. Он сложен породами описанного выше комплекса и имеет, быть может, несколько большую компетентность по сравнению с окружающими образованиями, обусловленную присутствием многочисленных тел габбро-амфиболитов и главным образом мощной (более 100 м) толщи конгломератов. Его высокое положение в рельефе связано, скорее всего, с чисто тектоническими причинами, а именно, с выдавливанием относительно компетентного блока в зоне сплющивания. Этот вывод основан на следующих соображениях. Северный склон острова образован вертикально стоящими пластами пород, образующими высокие (10–30 м) обрывы, соответствующие плоскостям напластования. Вдоль южного берега, на расстоянии от кромки острова 100–120 м, происходит резкий перепад высот и образование уступов с отрицательными углами. Уступы совпадают с поверхностями напластования, а на границах относительно приподнятых и опущенных крыльев фиксируются сильное рассланцевание и зоны милонитизации. Кроме того, на бортовых уступах отсутствуют следы экзарации, т.е. они представляют собой уступы тектонического происхождения. Приподнятая часть острова нарушена системой поперечных разломов и грабенов, аналогичных тем, описание которых было только что приведено, причем растяжение и «растаскивание» острова-будины здесь проявлено особенно отчетливо (см. рис. 1.4.32, см. вклейку).

Вывод о тектонической природе рассматриваемых деформаций достаточно очевиден, но необходимо обсудить и альтернативный вариант: не являются ли эти деформации следствием воздействия самого ледника. Хорошо известно [Лаврушин, 1978], что при формировании материковых оледенений движение ледового покрова вызывает не только интенсивные дислокации гляциоотложений, механическую обработку поверхности горных пород, их заглаживание и шлифовку, но и дезинтеграцию массивов с образованием трещин отрыва и выносом обломков за пределы области деформации. Применительно к рассмотренным объектам подобное заключение не может быть принято, так как ему противоречат многие наблюдения и факты.

Данный тип структур приурочен к определенной тектонической зоне, а именно к зоне максимального поперечного сплющивания и продольного растяжения. В обрамлении зоны сплющивания процесс этот проявляется в гораздо меньшей степени, не имеет столь концентрированного выражения и фиксируется на участках, имеющих специфический парагенез растяжения–сжатия. Ориентировка оси растяжения в бараньих лбах не соответствует направлению движения ледника (которое фиксируется по ориентировке экзарационных борозд), но совпадает с главным структурным направлением растяжения в зоне сплющивания. При этом профиль описанных нами



**Рис. 1.4.34.** Разрез типичного бараньего лба (по: [Лахи, 1966])

Стрелкой указано направление движения ледника

**Fig. 1.4.34.** Cross-section of a typical sheepback rock

Arrow indicates movement direction of glacier

морфоструктур не полностью отвечает типичному профилю бараньих лбов (рис. 1.4.34). Последние обычно имеют асимметричный продольный профиль. Склон, направленный навстречу движению ледника, пологий и сглаженный, тогда как склон, ориентированный по направлению движения льда, обрывистый, со следами сколов и отрывов. Поперечный профиль выпукло-линзообразный. Бараньи лбы-будины, описанные нами, имеют симметричный продольный профиль и каплевидный поперечный. При этом следы ледниковой штриховки на бортовых частях отсутствуют, что свидетельствует о продолжении их выдавливания и после таяния ледника.

В рвах-грабенах не наблюдается какого-либо материала ледникового происхождения, тогда как при движении ледника (особенно при его отступлении) отложения донной морены или флювиогляциальные образования должны были заполнять понижения в рельефе, тем более образованные крутыми уступами с отрицательными углами наклона. В литературе приведены примеры подобного заполнения [Гогель, 1969]. Правило это не универсально, но, учитывая многочисленность грабенообразных структур, логично было бы ожидать наличия подобных отложений хотя бы в некоторых из них. Сомнителен в данном случае и вынос выколотых блоков телом ледника, поскольку некоторые грабены имеют отрицательные склоны, ориентированные против движения льда. Более того, в ряде случаев мы видим, что выколотые по разломам клинья и блоки не только не вырваны и не перемещены, а, напротив, опущены в образованные тектоническим растяжением зияния. Под опущенными блоками сохраняется пустое, не заполненное какими-либо отложениями пространство. Отсутствие обломочных или каких-либо других отложений в рвах-грабенах и пустотах, образованных растяжением, свидетельствует о значительной молодости или даже современности процесса продольного растяжения. Об этом же говорит и отсутствие признаков «затекания» в эти пустоты пластичных толщ обрамления, которое в масштабе геологического времени происходит чрезвычайно быстро. По всей вероятности, тектоническая деятельность ледника, которая в принципе несомненна, не могла привести к столь мощной площадной деформации, так как сила сцепления будин с основной массой пород, в которую эти будины заключены, должна быть существенно сильнее, чем сила сцепления горной породы с ледовым покровом.

Таким образом, в осевой зоне кукаозерской синклинали, которая в поздневекофенское время обособилась как структура субмеридионального

поперечного сплющивания и продольного течения (внутриплитного коллизийного шва) широко проявлен процесс тектонической деформации бараньих лбов – морфоструктур, сформированных действием ледника по будинам габбро-амфиболитов. Структурный парагенез в пределах будин-бараньих лбов и его проявление в пределах протяженной и достаточно широкой зоны однозначно указывают на формирование структурного рисунка в условиях субмеридионального сжатия и латерального субширотного растяжения.

Реализация этого процесса невозможна без общего латерального течения горных масс в пределах зоны, что, помимо общих соображений, вытекающих из массового проявления горизонтального растяжения и тектонического растаскивания будин-бараньих лбов, подтверждено и структурными наблюдениями (см. рис. 1.4.32, Д, см. вклейку). Будины, выделяемые по геологическим и геоморфологическим признакам, образуют кулисные ряды, которые сформированы группами будин и отдельными их фрагментами, растащенными по системам разрывных нарушений. Возникновение подобных кулисных рядов подтверждает объемную сдвиговую деформацию горных масс, которая влияет на образование морфоструктурных элементов новейшего времени.

И еще одно наблюдение, важное в контексте рассматриваемой проблемы. Структуры Северо-Карельской зоны рассечены протяженным прямолинейным разрывом северо-западного простирания. Он выражен в рельефе депрессиями, заполненными озерами и болотами, смещает геологические границы с амплитудой в сотни метров и сопровождается многочисленными зеркалами скольжения. Прекрасная читаемость в рельефе и на космоснимках и признаки деформации донных осадков озер позволяют говорить о его новейшем развитии. Разрыв хорошо выражен в периферийных частях зоны и по ее обрамлению, однако не прослеживается в центральной части озера и на его островах, т.е. в области максимального проявления «будинного» течения, что говорит о проявлении этого процесса в самое новейшее время.

Подтверждением продольного течения является также некоторое смещение зоны разрыва в северном и южном бортах кукасозерской структуры. Весь приведенный материал по деформации бараньих лбов свидетельствует о значительном объемном хрупко-пластическом течении в пределах распространения нижнепротерозойских толщ кукасозерской структуры Балтийского щита, которое проявилось в постледниковое время, т.е. в последние 10 тыс. лет. Этот факт, наряду с ранее установленными новейшими пликативными деформациями допротерозойского и постпротерозойского пенепленов [Бискэ, 1958, 1961], выявляет фундаментальную закономерность развития кристаллических комплексов фундамента на Балтийском щите, а именно их практически современную объемную подвижность и реальное проявление реидной деформации или тектоники истечения.

Во всяком случае, проявление постледникового тектонического течения в пределах Северо-Карельской зоны приводит к выводу о новейшей тектонической активности и горизонтальных движениях Карельского массива, которые, вероятно, и спровоцировали формирование Северо-Карельской дуги как области субмеридионального сплющивания. При этом структурно-кинематический план новейшей тектоники массива отвечает структурно-кинематическому плану постнижнепротерозойских деформаций, описание которых приведено выше. Перемещение массива в северо-западном направлении

в виде единого хрупко-пластичного объема подтверждается расположением разломной сети и ромбовидной формой выкальвываемых блоков, что хорошо видно на соответствующих схемах [Лукашов, 1974]. Структурный рисунок и характер перемещений в пределах карельского клиновидного выступа, как было показано ранее, резко отличны от таковых сопредельных Беломорской и Свекофеннской тектонических областей.

Данные закономерности заставляют во многом по-новому подходить к проблемам новейшей геодинамики щитов и рассматривать их не как относительно жесткие тела, подверженные лишь разломно-блоковой тектонике и изгибам большого радиуса кривизны, а в качестве мобильных пластичных объемов, в которых реально проявляются широкомасштабные латеральные течения горных масс.

## **НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА**

Глубинное строение Карельского массива и его обрамления описано в [Анкудинов и др., 1972; Бельская, 1992; Былинский и др., 1982; Ваньян, 1998; Гарбар, 1994, 1996; Гарбар, Кабаков, 1994; Гарбар и др., 1990; Голод и др., 1983; Гришин, 1990; Дертев и др., 1994; Духовский, Артамонова, 1994; Колодяжный, 2004; Кратц и др., 1968; Кропоткин и др., 1971; Минц и др., 1996; Панасенко, 1969; Строение..., 1993; Шаров, 1993; Шаров и др., 1990; Collisional..., 1994; и мн. др.].

Согласно современным данным, земная кора описываемой территории имеет слоисто-блоковое строение. При этом подразделение корового слоя разными исследователями производится по-разному. Одни интерпретаторы отдают предпочтение отражательным способностям коры и вычитываемым из них структурным признакам. Другие исследователи подходят к интерпретации геофизических (прежде всего сейсмических) данных с позиции их ответственности вещественному составу слоев и объемов земной коры.

Я не буду обсуждать правомерность таких интерпретаций – она весьма реальна, однако мнения тут настолько расходятся, что становится ясно – проблема в настоящий момент может быть решена, как говорилось выше, только спекулятивно. Поэтому приведу здесь лишь некоторые сведения, необходимые с точки зрения поставленной проблемы.

Первый подход находит отражение в работе С.Ю. Колодяжного [2004]. Приведенные им профили (см. рис. 1.4.4, см. вклейку), полученные при проведении сейсмопрофилирования методом МОВ-ОГТ ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», интерпретируются следующим образом. По характерным особенностям волновых полей обособляются четыре субгоризонтальных слоя с различными отражающими свойствами: 1 – верхнекоровый слой с отражениями средней – слабой интенсивности; 2 – среднекоровый слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями; 3 – средне-нижнекоровый слой, сейсмически «прозрачный»; 4 – нижнекоровый слой с интенсивными субпараллельными отражениями. Рассчитанные по гравиметрическим данным плотности пород показывают общее возрастание плотности с глубиной.

Выделенные слои не являются гомогенными, а состоят из объемов пород, имеющих несколько различную природу волнового поля и находя-

щихся в сложных взаимоотношениях друг с другом, что подтверждается и анализом гравиметрических данных. Упомянутый выше автор предполагает, что эта гетерогенность отражает элементы термодинамической (реологической и тектоно-метаморфической) расслоенности. При этом вся волновая картина отнесена С.Ю. Колодяжным к раннему палеопротерозою. Не берусь обсуждать этот тезис, хотя мне он представляется весьма спорным.

Второй подход отражен во многих работах (например: [Шаров, 1993; Шаров и др., 1990]). Выделены: верхняя мантия (8,0–8,1 км/с; 3,2 г/см<sup>3</sup>); корово-мантийный (переходный) слой (7,0–7,3 км/с; 3,0–3,2 г/см<sup>3</sup>); «базальтовый» («гранулит-базитовый») слой (6,6–6,8 км/с; 2,90–3,0 г/см<sup>3</sup>); «диоритовый» («гранулит-гнейсовый») слой (6,3–6,5 км/с; 2,75–2,9 г/см<sup>3</sup>); «гранитно-метаморфический» («гранито-гнейсовый») слой (5,2–5,9 км/с; 2,66–2,75 г/см<sup>3</sup>); осадочно-вулканогенный слой (2,65–2,82 г/см<sup>3</sup>). Раздел М четко фиксируется на средних глубинах порядка 50 км, образуя пологие прогибы с глубиной залегания до 60 км в центральной части территории и в районе Северо-Карельской зоны и разделяющие их области относительно высокого (около 40 км) залегания. Погружения границы М компенсируются объемами корово-мантийной смеси, которая образует мощные линзы с утонением к бортам прогибов. В продольном профиле прослеживаются крупные пологие нарушения типа глубинных надвигов, один из которых трассируется на Северо-Карельскую зону сплющивания, а на глубине сливается с поверхностью М. Плотность вещества верхней мантии под массивом отличается от плотности горных масс смежных геопровинций (Беломорской и Свеккофеннской), и в Карельском геоблоке прослеживается тенденция к разуплотнению. Отчетливые поверхности раздела фиксируются на глубинах 5–13; 15–20 и 26–35 км. Устанавливается относительная однородность разреза ниже глубин 8–14 км. Кроме того, как следует из профиля Феннолора, литосферная мантия Балтийского щита обладает заметной расслоенностью с чередованием, виргацией и слиянием зон пониженных и повышенных скоростей сейсмических волн, что фиксируется вплоть до астеносферы. В частности, подобное тонкорасслоенное строение корово-мантийной смеси зафиксировано под Центрально-Карельской зоной по профилю Лахденпохье–Сегозеро. Здесь же видны концентрации отражающих площадок на глубинах 25–30 км, а также расщепление масс внутри гранулит-базитового слоя с чередованием зон разных скоростей сейсмических волн. Расслоенность верхнекорового слоя подчеркивается и фиксируемой на глубинах 10–15 км субгоризонтальной зоной возрастания электропроводности, которая в корреляции с данными сейсмических исследований о наличии на этих же глубинах зоны низких скоростей проинтерпретирована как ослабленная зона на границе верхней и нижней коры [Ваньян, 1998]. По данным упомянутого автора, подобные горизонты обнаружены также в коре Белорусской антеклизы, Среднего Урала и Индийской платформы.

Таким образом, независимо от подхода устанавливается четкая «слоистая» структура корового слоя региона, ее вертикальная неоднородность, наличие сейсмически прозрачных и непрозрачных слоев и объемов вещества разной плотности, их виргация и слияние, определенная корреляция глубинного строения с общей структурой массива и его обрамления. В частности, четко фиксируются границы массива, выраженные в изменении геофи-

зических полей и их параметров, а также зона глубинного надвига, выходящая на поверхность в районе Северо-Карельской зоны и полого погружающаяся в южном направлении вплоть до слияния с поверхностью М.

Однако эти интерпретации не связаны напрямую с поверхностной структурой, а положение подошвы «гранито-гнейсового слоя» практически на всех схемах показано как субгоризонтальное, и влияние «гранулит-гнейсового» слоя на приповерхностную тектонику уже как бы и не прослеживается. В связи с этим была предпринята попытка комплексной интерпретации геологических, петроплотностных и гравиметрических данных [Лишневицкий, 1998, 1999] с построением трехмерной модели «гранито-гнейсового слоя» и его подошвы (кровли «гранулит-гнейсового» слоя) (рис. 1.4.35, 1.4.36). Было подтверждено, что архейский фундамент Карелии

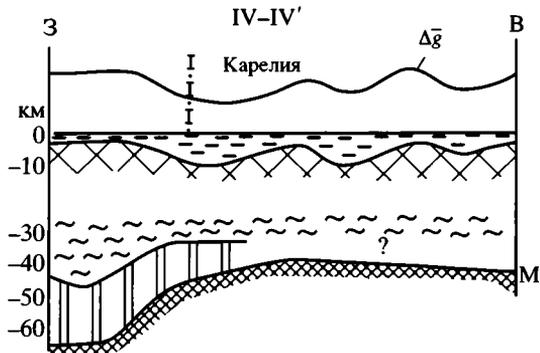
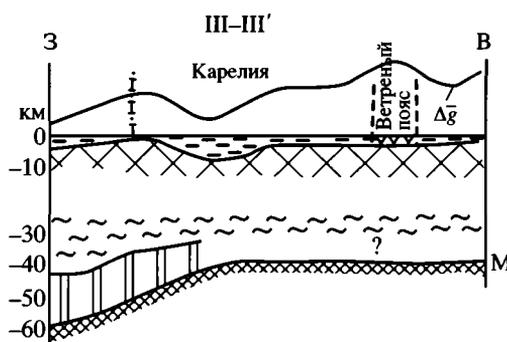
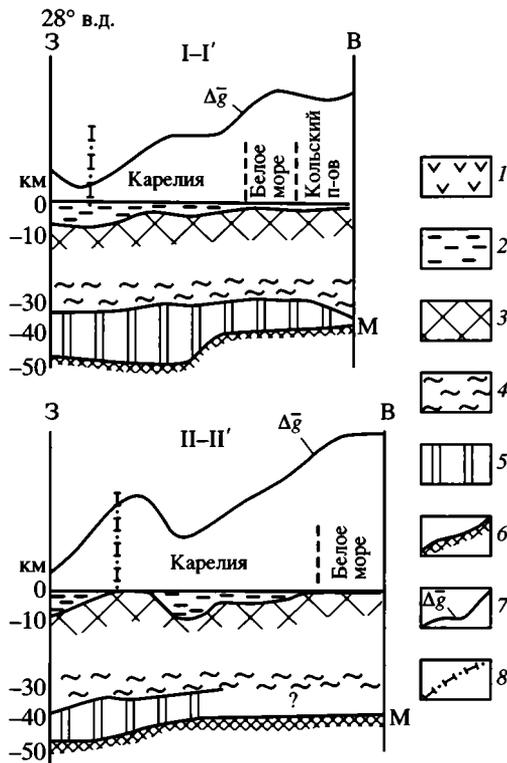
**Рис. 1.4.35.** Поперечные профили, отражающие положение границы «гранито-гнейсового» и «гранулит-гнейсового» слоев в пределах Карелии

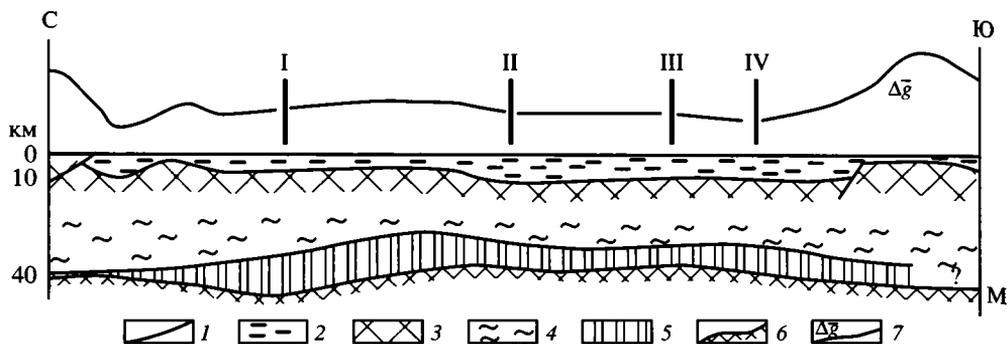
1 – породы Ветреного пояса; 2 – «гранито-гнейсовый» слой; 3 – «гранулит-гнейсовый» слой; 4 – нижняя кора; 5 – корово-мантийная смесь; 6 – поверхность М; 7 – сглаженная кривая силы тяжести; 8 – граница с Финляндией

$M_r/M_b = 1/4$  – отношение горизонтального масштаба к вертикальному

**Fig. 1.4.35.** Latitudinal profiles illustrating character of boundaries of «granite-gneiss» and «granulite-gneiss» layers in Karelia

(1) rocks of the Vetrenny belt; (2) «granite-gneiss» layer; (3) «granulite-gneiss» layer; (4) lower crust; (5) crust-mantle mixture; (6) Mohorovicic discontinuity; (7) smoothed gravity curve; (8) state boundary; ( $M_r/M_b = 1/4$ ) ratio of horizontal to vertical scale





**Рис. 1.4.36.** Продольный профиль, отражающий положение границы «гранито-гнейсового» и «гранулит-гнейсового» слоев

1 – главные разломы глубинного заложения; 2 – «гранито-гнейсовый» слой; 3 – «гранулит-гнейсовый» слой; 4 – нижняя кора; 5 – корово-мантйная смесь; 6 – поверхность Мохо; 7 – сглаженная кривая силы тяжести

**Fig. 1.4.36.** Longitudinal profile illustrating character of boundaries of «granite-gneiss» and «granulite-gneiss» layers in Karelia

(1) principal deep-rooted faults; (2) granite-gneiss layer; (3) granulite-gneiss layer; (4) lower crust; (5) crust-mantle mixture; (6) discontinuity M; (7) smoothed gravity curve

имеет двухъярусное строение и состоит из верхнего («гранито-гнейсового») слоя с  $\sigma = 2,68 \text{ г/см}^3$  и нижнего («гранулит-гнейсового») с  $\sigma = 2,80 \text{ г/см}^3$ . Выступы «гранулит-гнейсового» слоя фиксируются региональными гравитационными максимумами, прогибы – гравитационными минимумами. Выступы «гранулит-гнейсового слоя», будучи интенсивно диафторированными, выходят непосредственно на дневную поверхность либо залегают на глубинах 1–2 км под маломощными образованиями «гранито-гнейсов» и протоплатформенного чехла. Это Кемско-Беломорский выступ и его «подгранито-гнейсовое» продолжение – Тумчинско-Тикшозерская гемиантиклиналь. Вдоль границы с Финляндией более чем на 250 км прослежен Войницко-Тулосский вал; на юго-востоке расположено Водлозерское поднятие, на юго-западе – Ладожское.

В срединной части массива выделен Центрально-Карельский глубинный прогиб, где мощность «гранито-гнейсового слоя» достигает 9–10 км. Прогиб вытянут в субмеридиональном направлении не менее чем на 350 км, и днище его имеет в продольном направлении волнистую форму с отдельными впадинами и относительно приподнятыми участками «гранулит-гнейсового слоя». В наиболее широкой части прогиб достигает 180 км в поперечнике, к северу он суживается до 50 км. В сложении его «надгранулитового» выполнения доминирующая роль принадлежит архейским гнейсам с низкой средней плотностью ( $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$ ).

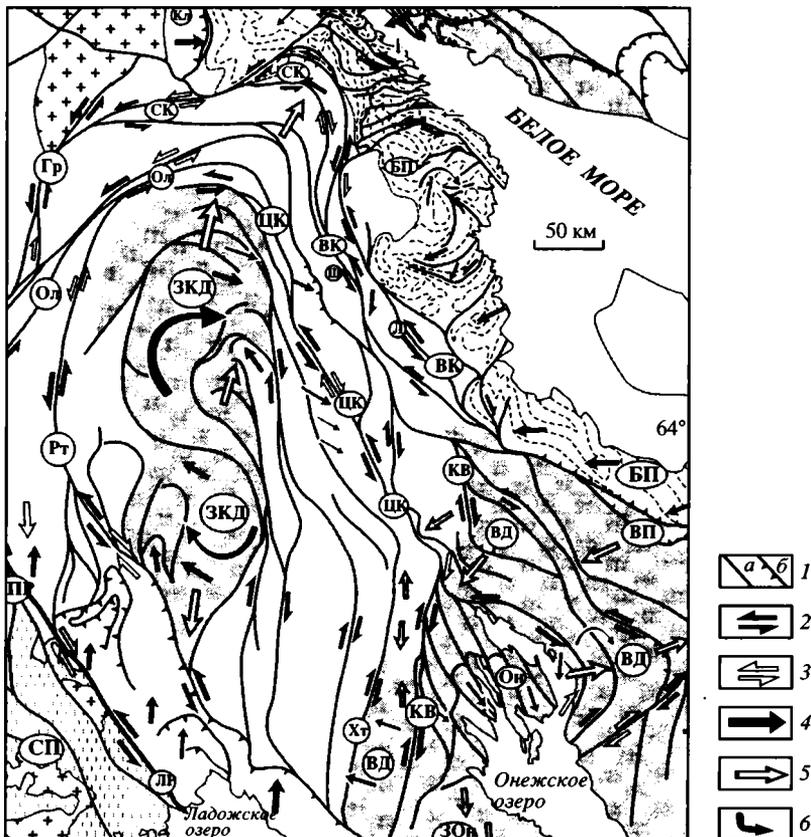
Таким образом, практически впервые установлена сложная пликативная форма одной из принципиальных границ раздела земной коры региона. При сопоставлении морфоструктур поверхности «гранулит-гнейсового» слоя с типами поверхностных структур устанавливается их взаимосвязь. Осевая зона Центрально-Карельского глубинного прогиба соответствует расположению Центрально-Карельской осепродольной зоны сдвигового течения. Дугообразные зоны надвигово-сдвиговой тектоники и субширотного

сплющивания (Северо-Карельская зона, Костомукша) имеют приуроченность к зонам поперечного воздымания гранулит-гнейсового основания. Борты прогиба связаны с развитием структур домено-сдвигового течения со структурами типа пулл-апарт (Восточно-Карельская зона) или линейно-сдвиговой тектоники (Западно-Карельская зона). Причем концентрированность структур находится в соответствии с крутизной и протяженностью склона – более пологого и протяженного на востоке и узкого и крутого на западе. По данным [Голод и др., 1983], области крупнокупольного тектогенеза со вскрытием глубоких горизонтов «гранитно-гнейсового слоя» совпадают с крупными положительными морфоструктурами «гранулит-гнейсового» фундамента, которые по положению в разрезе и петрологическим параметрам могут быть отождествлены с «диоритовым» слоем земной коры. В Карельском геоблоке к таким выходам отнесены центральные части Западно-Карельского и Восточно-Карельского антиклинальных выступов, а именно Вокнаволоцкий, Тулосский и Водлозерский блоки, сложенные, по [Свириденко, 1980], диафторированными по эндербитам двупироксеновыми амфиболитовыми сланцами, плагиогранито-гнейсами, тоналито-гнейсами и пироксеновыми амфиболитами.

Таким образом, зоны прогибов и их склоны служат как бы рельсами, определяющими продольные (по длинной оси массива) движения горных масс «гранит-гнейсового слоя» и проточехольных образований верхнего структурного этажа, а поперечные поднятия служат упорами, перед которыми образуются покровно-надвиговые фронты и зоны сплющивания. Вертикальная составляющая прогибания «гранулит-гнейсового слоя» определяла, по всей видимости, заложение раннепротерозойских зон осадконакопления, а также формирование и сохранение в последующем синклиналиных структур. На основании [Резанов, 1991], можно предполагать наличие структурной неоднородности и относительной турбулентности процессов течения в верхнем слое и гомогенном субгоризонтальном течении горных масс в «гранулит-гнейсовом» слое, из чего следует, что существует не только вещественная, но и структурная дисгармония между «гранито-гнейсовым» и «гранулит-гнейсовым» слоями.

Интерпретация гравиметрических данных также показала [Лишнецкий, 1998], что региональные гравитационные аномалии определяются в основном перепадами плотности на границе «гранито-гнейсового» и «гранулит-гнейсового» слоев и что «гранулит-гнейсовый» слой петрофизически является относительно гомогенным. Кроме того, установлено [Лишнецкий, 1999], что все крупные раннепротерозойские гранитные плутоны расположены в пределах «гранито-гнейсового» слоя, и у 90% из них отмечено совпадение вертикальной мощности с соответствующей им по положению толщиной «гранито-гнейсового слоя». Все это может быть интерпретировано как свидетельство формирования гранитов только в пределах «гранито-гнейсового слоя», или как наличие на границе «гранитно-гнейсового» и подстилающего «гранулит-гнейсового» слоя регионального дисгармоничного срыва (деколлмента), срезающего корни гранитных плутонов. Впрочем, эти две точки зрения не альтернативны.

Итак, мы привели описание различных структурных ансамблей, развитых на территории Карельского массива, дали их кинематическую интерпретацию, показали их соотношение с глубинным строением территории и обосновали существование определенной преемственности структурно-ки-



**Рис. 1.4.37.** Структурно-кинематическая схема Карельского массива и его обрамления для свекофеннского цикла (по: [Колодежный 2004] с небольшими изменениями)

1 – вязкие разрывные нарушения: преимущественно сдвиги (а), надвиги (б); 2, 3 – направления сдвиговых перемещений ранней (2) и поздней (3) стадий свекофеннского цикла; 4, 5 – направления шарьяжно-надвиговых перемещений ранней (4) и поздней (5) стадий свекофеннского цикла; 6 – направления вращения горных масс.

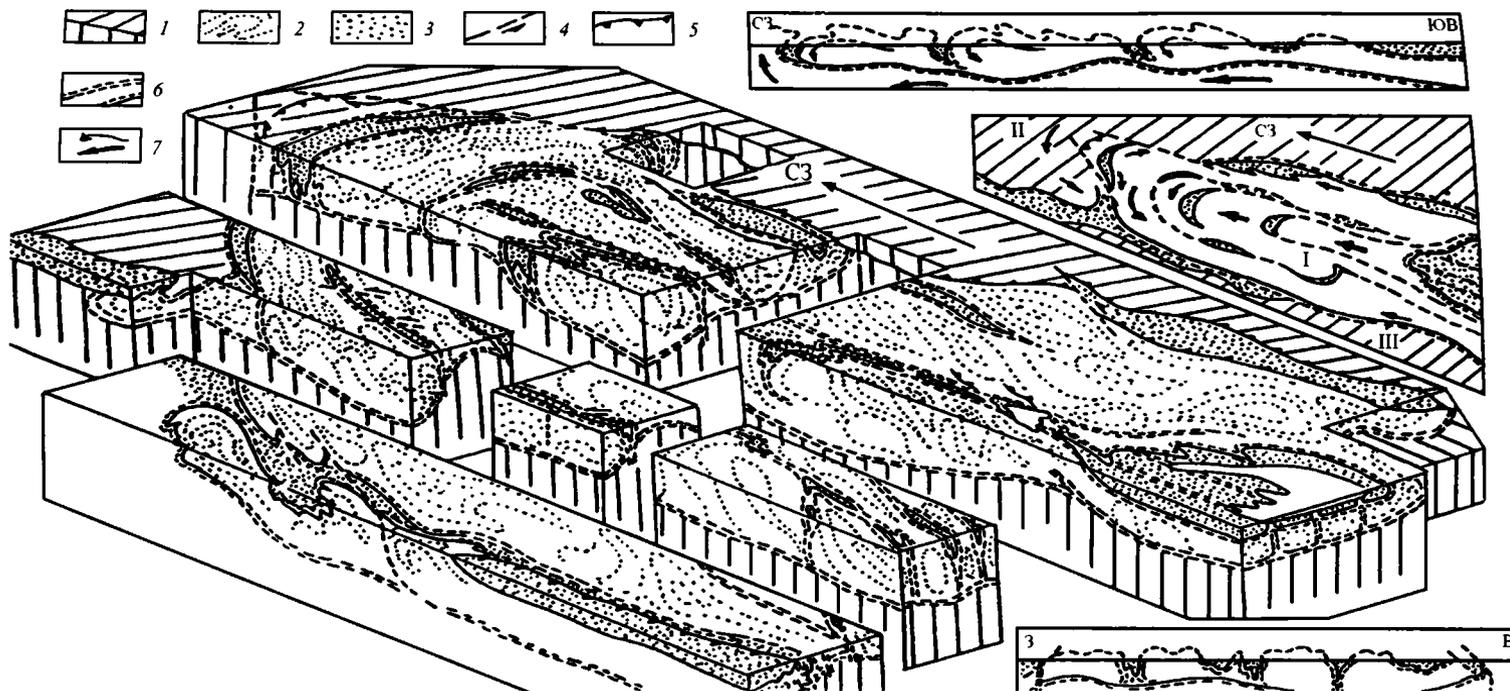
Геологические контуры и буквенные обозначения см. на рис. 1.4.3

**Fig. 1.4.37.** Structural-kinematic scheme of the Karelian massif and flanking structures during the Svecofennian cycle

(1) viscous slip (a) and thrust faults (б); (2, 3) vectors of shear dislocations at the early (2) and late (3) stages of the Svecofennian cycle; (4, 5) thrusting directions of the early (4) and late (5) stages of the Svecofennian cycle; (6) directions of rock mass rotation (geologic contours and letter symbols as in Fig. 1.4.3.)

нематического плана массива от раннего протерозоя до наших дней, т.е. на плитном (протоплатформенном и щитовом) этапе развития региона.

Изложенный выше материал свидетельствует, что породы архейского фундамента и протоплатформенного чехла Карельского массива подвержены не только складчато-разрывным деформациям, но и деформациям, отражающим внутреннюю объемную подвижность горных пород, их хрупко-пластическое и квазипластическое течение, т.е. реидную деформацию. Главный структурный ансамбль Карельского массива отвечает режиму сдвигового тектонического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой (рис. 1.4.37; рис. 1.4.38).



**Рис. 1.4.38.** Структурная блок-диаграмма Карельского массива, отражающая суммарный эффект постархейской деформации

1 – комплексы Беломорид и гранулит-гнейсовый слой; 2 – гранито-гнейсы Карельского массива (области диссипативного течения); 3 – нижнепротерозойские комплексы; 4 – сдвиги; 5 – надвиги; 6 – зоны вертикально- и горизонтально-плоскостного концентрированного вязко-пластического течения; 7 – основное направление течения горных масс.

Вверху – продольный профиль, внизу – поперечный профиль. Римские цифры на клиновидной врезке: I – Карельский массив; II – Беломориды; III – Свекофенниды

**Fig. 1.4.38.** Structural block-diagram of the Karelian massif illustrating summary effect of post-Archean deformation

(1) complexes of Belomorides and granulite-gneiss layer; (2) granite-gneisses of the Karelian massif (dissipative flow zone); (3) Lower Proterozoic complexes; (4) strike-slip faults; (5) thrust faults; (6) zones of vertical and horizontal plane-concentrated viscoplastic flows; (7) main flow vector of rock masses; longitudinal (upper) and transverse (lower) profiles; Roman numerals denote (I) Karelian massif; (II) Belomorides and (III) Svecofennides in the inset scheme

На этом я закончу первый раздел книги, показывающий на конкретных примерах, что внутреннее строение и само возникновение многих геологических структур регионального масштаба связано с проявлением объемного тектонического течения. Именно оно определяет главные черты тектоники консолидированного слоя земной коры в пределах рассмотренных структур. Но после знакомства с другими аспектами тектонической жизни консолидированной коры и с рядом других геологических объектов мы снова вернемся к Карельскому массиву, но уже для того, чтобы на его примере рассмотреть геодинамическую эволюцию структур, которые названы здесь «горизонтальными протрузиями» или «плито-потоками» (см. Главу 3.4).

Тем не менее, нужно отметить, что, вопреки распространенному мнению о жесткости литосферных плит (особенно это касается древних платформ), которые, якобы, не подвержены существенной перестройке после становления в качестве платформенной (протоплатформенной) структуры, изучение Карельского массива приводит к выводу об их значительной «пластичности» (лучше говорить – реидности) и внутренней подвижности, которая обеспечивается целым комплексом структурных преобразований. Данная закономерность заставляет во многом по-новому подходить к проблемам геодинамики щитов и рассматривать их не как относительно жесткие тела, подверженные лишь разломно-блоковой тектонике и изгибам большого радиуса кривизны, а в качестве мобильных пластичных объемов, в которых реально проявляются, в том числе и на новейшем этапе, широкомасштабные латеральные течения горных масс.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Аксенов Е.М.* История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 1988. 106 с.
- Анкудинов С.А., Болгурцев Н.Н., Литвиненко И.В., Поротова Г.А.* Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро – Белое море) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 75–79.
- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Глазнев В.Н.* Палеозойская тектоно-магматическая активизация северо-восточной части Балтийского щита: оценка геодинамической природы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 45–47.
- Артемов М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 216 с.
- Артюшков Е.В.* Размягчение континентальной литосферы, его возможные причины и следствия // Там же. 1999. Т. 1. С. 47–50.
- Ассиновская Б.А.* Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.
- Афанасьева Е.Н.* Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофенских деформаций // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Киев: Наук. думка, 1990. Ч. 1: Тез. докл. С. 30–31.
- Афанасьева Е.Н.* Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба) // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.
- Бабарина И.И.* Коллизионные деформации кукаозерского сегмента Северо-Карельского пояса Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 1999. 28 с.

- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балаганский В.В., Козлова Н.Е.* Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 11–13.
- Балуев А.С., Моралев В.М., Гоникберг В.Е.* и др. Структурные парагенезы континентального рифтинга // Там же. 1997. С. 13–15.
- Бельская И.Б.* Сейсмические модели и геологическая эволюция верхней части земной коры зон карелид восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Кол. НЦ РАН, 1992. С. 127–133.
- Беэр М.А., Шукин Ю.К.* Глубинное строение и геодинамика периферии Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 84–86.
- Биргер Б.И.* Устойчивость литосферы при горизонтальном сжатии // Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. М.: ОИФЗ, 1996. Вып. 28. С. 4–20.
- Биргер Б.И.* Модулированные термоконвективные волны в литосфере Земли // Рос. журн. наук о Земле. 1998. Т. 1, № 2. С. 141–155.
- Бискэ Г.С.* К вопросу о роли тектоники в геоморфологии Северной Карелии // Изв. Карел. и Кол. фил. АН СССР. 1958. № 3. С. 30–35.
- Бискэ Г.С.* Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурман. кн. изд-во, 1961. С. 32–42.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д.* Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966. С. 15–23.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.
- Бондаренко П.М.* К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 54–88.
- Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
- Бондаренко П.М.* Физические модели структурно-дислокационных парагенезов в складчатых, сдвиговых, надвиго-покровных зонах и их сочетаниях // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 19–21.
- Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р.* Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 4. С. 16–30.
- Бураков М.И., Воинов А.С., Полюховский Ю.С.* Полиметаморфизм пород Беломорского комплекса района оз. Куолоярви (Северная Карелия) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. Т. 5. С. 5–13.
- Былинский Р.В., Глебовицкий В.А., Болгурцев Н.Н., Завинская Г.А.* Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.
- Ваньян Л.Л.* Электропроводность как индикатор флюидов в континентальной коре // Тектоника и геодинамика: общие и региональные вопросы: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 85–87.
- Васильев Е.П.* Структурные ансамбли зональных метаморфических комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 22–24.

- Вейринен Х. О тектонике Карельской зоны // Тр. XVIII сессии МГК. М.: ГОНТИ, 1939. Т. 2. С. 59–85.
- Велин Э. Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции // Геотектоника. 1972. № 5. С. 53–59.
- Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны: Северная Карелия // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1985. Т. 339. С. 96–106.
- Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В. Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С. 68–75.
- Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
- Войтович В.С. Надвиги и блоковые структуры Северо-Восточной Карелии // Там же. 1975. № 2. С. 20–36.
- Войтович В.С. О глубинном надвиге-шарьяже основания Восточно-Европейской платформы // Там же. 1980. № 6. С. 23–41.
- Володичев О.И. Метаморфизм докембрия Карелии // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1993. С. 78–85.
- Гарбар Д.И. Геодинамика северо-запада Восточно-Европейской платформы: Дис. д-ра геол. минерал. наук. СПб., 1996. 62 с.
- Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г. Ладожско-Ботническая зона: (геодинамика и металлогенический прогноз). М.: Геоинформмарк, 1994. 32 с.
- Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г., Попов В.В., Трофимов О.В. Глубинное строение восточной части Балтийского щита и его обрамления // Геотектоника. 1990. № 2. С. 28–34.
- Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. Л.: Недра, 1977. 183 с.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972. 132 с.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
- Гозель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
- Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т. и др. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.
- Горлов Н.В. Гранитно-гнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 61–76.
- Горьковец В.Я. Модель железнакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1993. С. 11–28.
- Григорьева Л.В. Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны карелид // Сов. геология. 1967. № 8. С. 78–88.
- Григорьева Л.В. Паанаярвинская и Куоляярвинская зоны глубинных разломов в Северной Карелии // Там же. 1968. № 5. С. 35–45.
- Григорьева Л.В. Особенности протерозойского эффузивного магматизма Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 3. С. 42–55.
- Гришин А.С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 112 с.
- Гущин В.С. Геодинамическая модель развития Ветреного пояса в раннем протерозое // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Кол. НЦ РАН, 1992. С. 57–64.
- Демидов Н.Ф., Кратц К.О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшезерской зоны карелид северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1974. С. 95–116.
- Дертев А.К., Грибков В.В., Кузьмин Б.В. и др. Перспективы нефтегазоносности Ленинградской области и юга Республики Карелия (южный склон Балтийского щита). М.: Геоинформмарк, 1994. 36 с.
- Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1994. 224 с.

- Духовский А.А., Артамонова Н.А.* Объемная модель и рудоносность гнейсово-гранитовых структур Балтийского щита (на примере Северного Приладожья) // Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36, № 6. С. 554–564.
- Егоров А.С., Чистяков Д.Н.* Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых дислокаций // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 245–248.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Основные черты строения и геологической истории северо-восточной части Балтийского щита // Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. С. 5–20.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
- Земцов П.В., Бирук В.А.* Новая модель онежской региональной аномалии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы VIII Междунар. конф. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. С. 98–99.
- Зыков Д.С.* Проявления позднеголоценовых тектонических движений в Центральной Карелии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 5. С. 72–75.
- Зыков Д.С.* Методы исследования и примеры неотектонической объемной подвижности фундамента в Карелии // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Материалы XXIX тектон. совещ. Тез. докл. М., 1996. С. 53–55.
- Зыков Д.С.* Парагенезы неотектонически активизированных структур кристаллического фундамента Карелии // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 55–57.
- Зыков Д.С.* Проявления новейшей тектонической объемной подвижности горных масс в Карелии // Докл. РАН. 1999. Т. 264, № 2.
- Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.
- Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. 150 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Клабуков Б.Н.* Региональные геофизические поля Онежской структуры и их связь с органическим веществом // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. Вып. 3. С. 113–119.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 64–66.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 77–89.
- Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999а. Т. 74, вып. 1. С. 14–29.
- Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999б. № 6. С. 29–44.
- Колодяжный С.Ю.* Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит) // Общие вопросы тектоники: Тектоника России: Материалы XXXIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 218–220.
- Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 46 с.
- Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю.* Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 11–27.

- Копелиович А.В., Симанович И.М.* Структуры дифференциального скольжения в кварцитопесчаниках иотнийских толщ Прионежья // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151, № 3. С. 675–678.
- Копелиович А.В., Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.
- Корешков И.В.* Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 176 с.
- Коросов В.И.* Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.
- Коросов В.И., Елисеев М.А., Назарова Т.Н.* Взаимоотношения габбро-норитов с вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя // Оперативно-информационные материалы за 1974 г.: Вопросы магматизма и осадочно-вулканогенного литогенеза. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ АН СССР, 1975. С. 25–30.
- Коросов В.И., Назарова Т.Н.* Новые данные по стратиграфии тикшозерской серии района оз. Тикшозеро // Оперативно-информационные материалы за 1976 г.: Геология и минеральное сырье. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ АН СССР, 1977. С. 15–20.
- Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. 95 с.
- Корякин А.С.* Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 100–108.
- Кочнева Н.Т., Лобзова Р.В., Галдобина Л.П.* Особенности строения и рудопроявления Онежской шунгитонной мульды // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы VIII Междунар. конф. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. С. 131–133.
- Кошечкин Б.И.* О связи крупных форм рельефа с характером новейших движений и глубинным строением некоторых районов Кольского полуострова // Глубинное строение и современные движения на Кольском полуострове. М.; Л.: Наука, 1969. С. 34–55.
- Кошечкин Б.И., Стрелков С.А.* Проявления новейшей тектоники на северо-востоке Балтийского щита // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1974. С. 16–21.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
- Кратц К.О., Лазарев Ю.И.* Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1961. С. 43–57.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И.* Геология и петрология гранито-гнейсов глубинных сечений карелид // Сов. геология. 1968. № 9. С. 64–72.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А.* и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 392 с.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.А.* Магнитное поле и строение земной коры древних щитов // Геофиз. сб. АН УССР. 1974. № 62. С. 3–15.
- Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И.* Специфика базит-ультрабазитового магмовыделения в Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 160–164.
- Лавров М.М.* Бураковская расслоенная интрузия, типы платиноидной минерализации // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: (Материалы Регион. симпози.). Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. С. 65–67.
- Лавров М.М., Свириденко Л.П.* О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 103–107.
- Лазарев Ю.И.* Тектоническое развитие ранних карелид Карелии // Геотектоника. 1973. № 5. С. 50–64.
- Лахи Ф.* Полевая геология. М.: Мир, 1966. Т. 1. 481 с.

- Лебедев В.И., Нагайцев Ю.В.* Влияние состава пород и степени метаморфизма на химический состав минералов амфиболовых пород Беломорского комплекса (Чупино-Лоухский район) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. Т. 5. С. 13–31.
- Леонов Г.П.* Историческая геология: Основы и методы: Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 344 с.
- Леонов М.Г.* О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Там же. 1997а. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г.* О тектонической деформации гранулированных сред // Докл. РАН. 1997б. Т. 353, № 1. С. 79–82.
- Леонов М.Г.* Верхнемантийная конвекция и ее отражение в тектонической структуре земной коры // Мантийные плюмы и металлогения: Материалы Международ. симпоз. Петрозаводск; М.: ИФЗ–КНЦ РАН, 2002<sub>1</sub>. С. 140–142.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры // Материалы Всерос. науч. конф. «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». М.: Связь-принт, 2002<sub>2</sub>. С. 57–58.
- Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.* О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Геотектоника. 1998. № 2. С. 72–79.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Там же. 2002. № 5. С. 19–44.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н.* Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники // Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 357–361.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С.* и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В.* Тектоника Онежской мульды. I // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003<sub>1</sub>. № 1. С. 3–11.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В.* Тектоника Онежской мульды. II // Там же. 2003<sub>2</sub>. № 2. С. 12–18.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В.* О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Там же. 1995. Т. 70, вып. 3. С. 20–32.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Некоторые особенности строения и генезис глыбовых конгломератов района оз. Паанаярви (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 6. С. 793–796.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л., Бабарина И.И.* Особенности тектонической структуры и постархейской геодинамики Северо-Карельской зоны Балтийского щита // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб.: Гос. спец. фирма «Минерал», 1996. С. 42–43.
- Летников Ф.А., Бальшиев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.

- Лишневский Э.Н.* Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 55–68.
- Лишневский Э.Н.* Пространственное положение раннепротерозойских гранитоидных тел Северной и Центральной Карелии. 1. Объемное строение гранитных тел и их размещение в земной коре региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 4. С. 24–31.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лукашов А.Д.* Основные черты неотектоники Карелии // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геологии Карел. фил. АН СССР, 1974. С. 5–15.
- Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
- Лукашов А.Д.* Структурная геология моренного покрова Карелии. М.: Наука, 1982. С. 202–203. (ИНКВА. XI Конгр.: Тезисы).
- Лукашов А.Д.* Структурная карта моренных покровов и механизм образований гляциодислокаций (на примере Карелии) // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена Севера Евразии. Л.: Наука, 1986. С. 135–138.
- Лукашов А.Д.* Палеосейсмодислокации Заонежья // Кижский вестник. 1993. № 2. С. 35–42.
- Макарихин В.В., Медведев П.В., Сацук Ю.И.* Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1995. С. 72–83.
- Марков Г.А.* Некоторые характерные особенности тектонической напряженности массива горных пород (по непосредственным наблюдениям на Хибинском апатитовом руднике) // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1974. С. 28–30.
- Махачек Ф.* Рельеф Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. Т. 1. 624 с.
- Миллер Ю.В.* Послойное и субслоистое течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
- Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Миллер Ю.В.* Важнейшие структурные парагенезисы кристаллических комплексов // Структурные парагенезисы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
- Миц М.В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. I. Ранний протерозой // Там же. 1993. № 1. С. 39–56.
- Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н.* и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.
- Морозов Ю.А.* О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Там же. 2002. № 6. С. 3–24.
- Морозов Ю.А., Геттнер Т.М.* Природные и экспериментальные примеры структурных ансамблей, возникающих в тектонических режимах транспрессии и транстенсии // Структурные парагенезисы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 120–122.
- Морозов Ю.А., Сомин М.Л.* Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Там же. 1997. С. 122–124.
- Московченко Н.И.* Тектоническое строение унаследованных прогибов Северо-Ладжской и Северо-Карельской зон. Северо-Карельская зона (восточная часть) // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 96–102.

- Московченко Н.И., Турченко С.И.* Стратиграфия супракrustальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971.
- Московченко Н.И., Турченко С.И.* Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 127 с.
- Муди Дж., Хилл М.* Сдвиговая тектоника. М.: Мир, 1960. 237 с.
- Мусатов Ю.Е.* Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 53–56.
- Негруппа В.З., Полюховский Ю.С.* Заонежско-суйсарская глобальная перестройка докембрийской системы кора–мантия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование: (Тез. докл.). СПб.: ИГГД РАН, 1995. С. 48–49.
- Николаев Н.И.* О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 1. С. 49–68.
- Николаев А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир–Эльер Аkitен, 1992. 166 с.
- Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры: (Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М.: Наука, 1977. 240 с.
- Никонов А.А.* Микросейсмическая характеристика землетрясений XX в. в восточной части Балтийского щита // Белорус. сейсмол. бюл. 1992. Вып. 2. С. 96–144.
- Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геологии Карел. фил. АН СССР, 1974. 61 с.
- Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.
- Новикова А.С., Чахмахчев В.Г.* К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.
- Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1994. 208 с.
- Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. 194 с.
- Палей И.П.* Протоплатформенные образования Балтийского щита // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 76–81.
- Панасенко Г.Д.* Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 185 с.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- Петров В.П., Волошина З.М.* К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты, 1987. С. 75–83.
- Полюховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р.* Благоприятная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: Тез. докл. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. С. 85–87.
- Пржияловский Е.С., Терехов Е.Н.* Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 46–54.
- Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурман. кн. изд-во, 1961. 145 с.
- Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1993. 138 с.
- Проскуряков В.В., Гаскельберг В.Г., Пилацкий В.Э.* и др. Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология северо-запада Российской Федерации. СПб.: Сев.-зап. регион. геол. центр, 1993. С. 4–26.
- Путеводитель геологических экскурсий. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1987. 92 с.

- Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–197.
- Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–139.
- Резанов И.А.* Проблема нижней коры // Геотектоника. 1991. № 5. С. 15–25.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И.* Вулканизм в протерозое Карелии: Лопийский этап // Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 15–18.
- Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
- Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М.* Докембрийский рифтогенез и его роль в формировании современной структуры Фенноскандинавского щита // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 140–143.
- Рыбаков С.И., Гришин А.С., Кожевников В.Н.* и др. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. I. Вулканизм, седиментогенез, метаморфизм и металлогения. СПб.: Наука, 1993. 208 с.
- Светов А.П.* Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 209 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П.* Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1993. С. 37–55.
- Светова А.И.* Койкарская вулканическая постройка // Вулканические постройки Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.
- Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
- Симонен А.* Обзор геологии комплекса основания в восточной части Финляндии // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 211–217.
- Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Соколов В.А.* К геологии и палеогеографии ятулия Карелии // Геология докембрия. М.: Недра, 1964. С. 61–76. (XXII с. МГК: Докл. сов. геологов).
- Соколов В.А.* История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972. № 5. С. 61–72.
- Соколова В.Б.* Картирование пластических деформаций по материалам дистанционных съемок // Геология северо-запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 125–134.
- Сомин М.Л.* Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 198–202.
- Сомин М.Л.* Соотношения низко-умеренно-барического метаморфизма и деформаций в подвижных поясах: хронологический и генетический аспекты // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 161–164.
- Сомин М.Л.* Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 497–500.
- Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.* Соотношения фундамент–чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.
- Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. М.: Недра, 1981. 367 с.
- Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
- Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1992. 190 с.

- Строение литосферы Балтийского щита. М.: ВИНТИ, 1993. 166 с.
- Сыстра Ю.Й.* Поведение линейных структурных элементов при неоднократной наложенной складчатости // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 117–131.
- Сыстра Ю.Й.* Структурный анализ неоднократных складчатых деформаций ятулия Карелии // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. М.: Наука, 1986. Ч. 2. С. 75–76.
- Сыстра Ю.Й.* Структурный анализ докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ АН СССР, 1988. 45 с.
- Сыстра Ю.Й.* Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
- Сыстра Ю.Й.* Глубинные разломы Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1994. С. 202–213.
- Сыстра Ю.Й., Скорнякова Н.И.* Конические складки в древних сложноскладчатых образованиях Северной Карелии // Геотектоника. 1980. № 1. С. 30–42.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В.* Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 189–193.
- Тевелев Арк.В., Гроховская Т.Л.* Тектонический режим становления раннепротерозойских расчлененных массивов Балтийского щита // Там же. 1999. Т. 2. С. 193–196.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.
- Травин В.В.* О гранитоидах фундамента Карелии Северной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН. 1993. С. 4–24.
- Травин В.В.* Формирование структуры Северо-Карельской синклинойной зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 20 с.
- Травин В.В.* К проблеме формирования сложноскладчатых структур метаморфических комплексов // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 223–225.
- Травин В.В.* К проблеме формирования сложноскладчатой структуры Кукаозерского синклинория (Северная Карелия) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 33–45.
- Травин В.В., Кошкин В.А.* К вопросу о выборе границы Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 211–213.
- Трофимов Н.Н.* Механизм формирования стратиморфного золото-платино-палладиевого и титано-магнетитового оруденения в габбро-долеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: Тез. докл. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1995. С. 97–98.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святонаволоцкой габбро-долеритовой интрузии со стратиморфным титано-магнетитовым и благороднометальным оруденением // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1995. С. 14–26.
- Турченко С.И., Семенов В.С., Амелин Ю.В.* и др. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-Карельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1992. С. 92–99.
- Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. 326 с.
- Фашии метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л., 1990. 144 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Харитонов Л.Я.* Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела // Тр. Ленингр. геол. треста. 1938. Вып. 17.
- Харитонов Л.Я.* Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 51–77.

- Харитонов Л.Я.* Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геология. 1963. № 4. С. 24–53.
- Хейсканен К.И.* Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1993. С. 28–32.
- Хейсканен К.И.* Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб.; Петрозаводск, 1996. 54 с.
- Хиллс Е.Ш.* Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 478 с.
- Чувардинский В.Г.* О тектоническом происхождении озов // Проблемы механики грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 82–92.
- Чувардинский В.Г.* Проблема возраста разломов и геодинамика кайнозоя восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 133–141.
- Шарков Е.В.* Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С.* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Там же. 2000. № 2. С. 3–25.
- Шаров Н.В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 145 с.
- Шаров Н.В., Косминская И.П., Азбель И.Я.* и др. Сопоставление профилей ГСЗ на юго-востоке Балтийского щита // Там же. 1990. № 1. С. 46–54.
- Шатский Г.В., Горощенко Г.Л.* Минерагения ятулийских образований Северо-Карельской зоны на примере кукасозерского синклиория // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 107–120.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1948. 387 с.
- Штейнберг Д.С.* Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма // Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978. С. 5–27. (Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 150).
- Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
- Щипцова Н.И.* Свекофеннская складчатость в гранитоидах юго-восточного берега Кукасозера (Тайболъярвминский домен) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1994. С. 191–201.
- Щипцова Н.И.* Свекофеннская складчатость в гранитоидах северо-восточной части Пьяозерского блока // Там же. 1994. С. 202–213.
- Экман И.М.* Морфоструктуры Западного Прионежья // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1972. С. 15–24.
- Эскола П.* Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154–261. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с. (Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР; Вып. 18).
- Alvarez Ph., Maurin J.-C.* Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. 1991. Vol. 50, N 1/2.
- Collisional tectonics of the Baltic Shield in the northern Gulf of Bothnia from seismic data of the BABEL project // Geophys. J. Intern. 1995. Vol. 120, P. 209–226.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 3–21.
- Kolodiazhnyi S.Yu., Leonov M.G.* Some Post-Archean tectonic features of Karelian Massif (Baltic Shield) and inner divisibility of ancient platform basement // Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust: (Geodynamics, petrology, geochronology, regional geology): Intern. conf.: Abstracts. Moscow: GEOS, 1999. P. 79–82.
- Lebel D., Langenberg W., Moutjon E.W.* Structure of the Central Canadian Cordillerean thrust and fold belt. Athabasca-Brasean area, Alberta: a large complex intercuted neous wedge // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1996. Vol. 44, № 2. P. 282–298.
- Leonov M.G., Kolodiazhny S. Yu., Somin M.L.* et al. The structure and some peculiarities of Post-Archean tectonic evolution of the North-Karelia zone (the Baltic Shield) // Proterozoic evo-

- lution in the North Atlantic realm: Intern. conf., Goose Bay, Labrador, Canada. 1996. P. 111–112.
- Lukashov A.D.* Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezzhsky Peninsula, Russian Karelia) // Geol. Surv. Finland. Nuclear Waste Disposal Res. Rep. Yst-90. ESPOO. 1995. P. 36.
- Lukashov A.D., Systra Y.J.* Network of faults and traces of postglacial earthquakes in the Paanajarvy National Park // Oulanka Rep. 1998. Vol. 19. P. 27–31.
- Mörner N.-A.* The Northwest European «Sea-level Laboratory» and Regional Holocene Eustasy // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1979. Vol. 29. P. 281–300.
- Park A.F.* Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokareliides of the Baltic Shield // *Geology.* 1985. Vol. 13. P. 725–729.
- Ramsay J., Huber M.* The techniques of modern structural geology. L.: Acad. press, 1987. Vol. 2. P. 309–700.
- Silvennoinen A.* General geological setting and deep fracture structures in the Kuusamo-Kuolarvi-Paanajarvi area // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1991. Vol. 13. P. 5–10.
- Stewart J., Watts A.B.* Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 6327–6352.

**ГИССАРО-АЛАЙСКАЯ  
ГОРНАЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ  
(ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Consideration of the structural-compositional evolution of the Southern Tien Shan is aimed at getting insight into the postcollision (orogenic and platform) stages of the Earth crust evolution in the region. The described Mesozoic–Cenozoic intraplate and orogenic basins are analyzed in terms of their tectonic structure, evolution and position in the orogen as a whole with due regard for relations to the regional infrastructure. A special attention is paid to the Alpine stage of evolution as predetermined or not by previous stages of tectonic development. As is concluded, 3-D flow of rock masses at various crustal and lithospheric levels was a main factor responsible for tectonic evolution of the region at the Alpine stage of tectogenesis. This stage included the following mechanisms of structural-compositional reworking of the Paleozoic basement: development of mélangé zones, 3-D cataclasis, brittle-ductile flow, and dynamic recrystallization. A significant 3-D tectonic mobility of the basement rock mass is proved for the platform and orogenic stages of tectogenesis.

В структурно-тектоническом смысле Южный Тянь-Шань (рис. 1.5.1, см. вклейку) – часть Урало-Монгольского пояса (для палеозойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа). Область новейшей активизации захватывает значительные пространства Евразии, включающие в себя участки земной коры и литосферы с самой различной предысторией: складчато-покровные пояса, участки молодых и древних платформ, внутренние кристаллические массивы и пр. Южный Тянь-Шань расположен в юго-западной части этого орогена. На севере и северо-востоке по Южно-Ферганскому и Иныльчекскому разломам он граничит со структурами Срединного Тянь-Шаня, а на юге – с древними кристаллическими массивами Тарима, Южного Гиссара и находящимися между ними структурами Памира. В настоящее время горное сооружение Южного Тянь-Шаня практически со всех сторон окружено молодыми молассовыми впадинами.

Южный Тянь-Шань прошел сложную и многоэтапную историю геологического развития, в результате чего было сформировано складчато-покровное сооружение, приподнятое к настоящему времени до высот более 5000 м над уровнем моря. Сложность, неоднородность и многоэтапность формирования структуры Южного Тянь-Шаня вызвали к жизни различные представления о закономерностях геотектонического развития области и геодинамических режимах, действовавших в ее пределах. Рассматриваются: блоковый (складчато-блоковый) механизм вертикальных движений [Белоусов и др., 1984; Резвой, 1956; Шульц, 1979; и др.]; механизм общего горизонтального сжатия и значительных горизонтальных перемещений блоков земной коры [Захаров, 1970; Зоненшайн, Савостин, 1979; Макаров, 1990; Никонов, 1990; и др.]. Допускается совместное действие общего сжатия, мантийных процессов и трансформации напряжений сжатия в глыбово-складчатую

структуру [Кучай, 1981; Макаров, 1990; Чедия, Уткина, 1990]. Выдвинута точка зрения о ведущей роли в альпийском тектогенезе мантийного и астеносферного диапиризма [Артюшков, 1978; Белоусов и др., 1984]. Существенное место отведено представлениям о структурной расслоенности литосферы региона [Макаров, 1990]. Принципиальные разногласия существуют и по вопросу о преемственности (унаследованности, детерминированности) или независимости геодинамических режимов альпийского этапа от предыстории развития территории [Резвой, 1956; Яблонская, 1989]. Выказано мнение о сложной интерференции различных механизмов и режимов в процессе формирования современной структуры орогена Южного Тянь-Шаня [Леонов М., 1996].

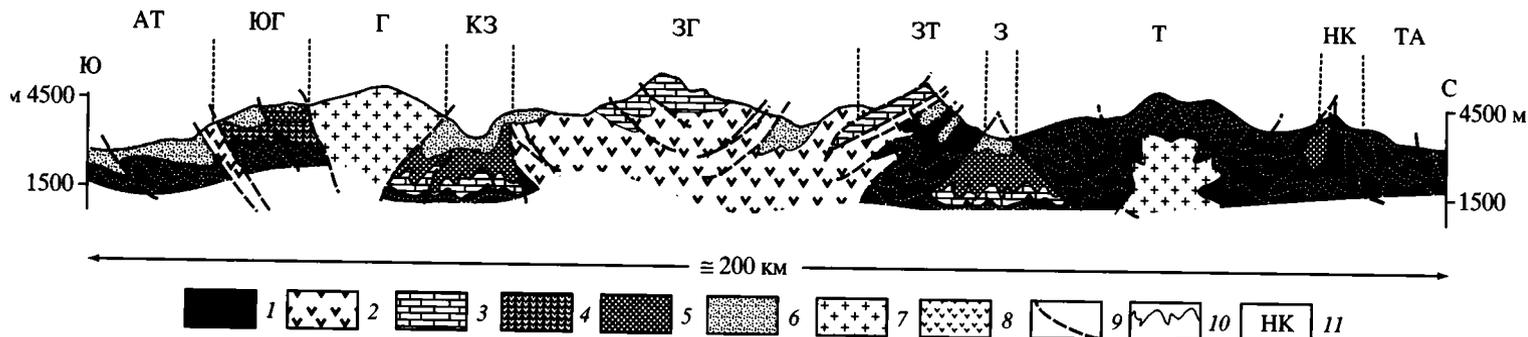
Общий обзор развития Южного Тянь-Шаня в фанерозое осуществлен ранее [Леонов М., 1996], но в нем главный акцент сделан на палеозойскую историю региона; здесь же основное внимание будет уделено мезозойско-кайнозойскому (альпийскому) этапу, отражающему геодинамику подвижных поясов на постколлизийных – плитном и орогенном – этапах их эволюции.

## **СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ ПЛАН ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Южный Тянь-Шань представляет собой покровно-складчатое сооружение с дивергентной структурой, внутри которого выделяются структурные элементы с различным тектоническим стилем и разным формационным выполнением [Леонов М., 1996]. Можно говорить по крайней мере о трех главных типах структурно-формационных ансамблей (рис. 1.5.2).

Первый тип представлен зонами антивергентного строения с антиклинорным стилем складчатости, с выполаживанием осевых плоскостей складок от центра структуры к ее крыльям, с пологими надвигами в краевых частях зоны, с развитым осевым кливажом. К этому типу относятся Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны, выполненные мощными толщами нижнепалеозойских–силурийских терригенно-глинисто-карбонатных осадков, имеющих зачастую типично флишевый облик. Вулканизм (за исключением орогенного гранитоидного) и метаморфизм в этих зонах практически отсутствуют.

Для второго типа (Зеравшано-Гиссарская, Ягнобско-Сугутская, Канско-Майлисуйская зоны) характерно общее синформное строение, надвиги и тектонические покровы, лежащие складки, структуры течения и сланцеватость, проявление зеленосланцевого метаморфизма. В строении синформных зон участвует комплекс (ордовик–нижний карбон) терригенных, кремнисто-терригенных, кремнисто-терригенно-карбонатных отложений. Кремнисто-терригенное осадконакопление зачастую подавлено накоплением вулканогенных пород основного состава (толеитовые базальты и др.). Характерны ассоциации основных вулканитов и рифовых известняков. С синформными зонами связаны выходы ультрабазитов и офиолитовых меланжей. Синформные зоны бывают двух разновидностей: параавтохтонные и аллохтонные, но типы разрезов в них принципиально сходные, и, по-видимому,



**Рис. 1.5.2.** Схематический геологический профиль через Южный Тянь-Шань вдоль меридиана  $68^{\circ}30'$  (профиль 1 на рис. 2.5.1)

1 – нижний–средний палеозой нерасчлененный; 2 – ордовик–нижний силур, частично метаморфизованный в фации зеленых сланцев (ягнобские сланцы); 3 – девон–средний карбон (карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения); 4 – нижний–средний карбон вулканогенный; 5 – верхний палеозой (преимущественно флишевые и молассоидные отложения); 6 – мезозой – кайнозой (платформенные терригенно-карбонатные и молассовые грубообломочные отложения); 7 – гранитоиды Гиссарского батолита и осевой зоны Туркестанского хребта; 8 – пермь (кислые вулканиты); 9 – разломы; 10 – границы комплексов; 11 – названия структурно-формационных зон: АТ – Афгано-Таджикская, ЮГ – Южно-Гиссарская (с Османталинской), Г – Центрально-Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская), ЗТ – Зеравшано-Туркестанская, З – Зеравшанская, Т – Туркестанская, НК – Нуратау-Курганакская, ТА – Туркестано-Алайская

**Fig. 1.5.2.** Schematic geological profile of the southern Tien Shan along meridian of  $68^{\circ}30'$  E (see profile line in Fig. 1.5.1)

(1) Lower–Middle Paleozoic, undivided; (2) Ordovician–Lower Silurian, the Yagnob schists inclusive; (3) Devonian–Middle Carboniferous, carbonate and silica-carbonate deposits; (4) Lower–Middle carboniferous, volcanogenic rocks; (5) Upper Paleozoic, predominantly flysch and molasse deposits; (6) Mesozoic–Cenozoic, terrigenous-carbonate and rudaceous molasse deposits of platform stage; (7) granitoids of the Gissar batholith and axial zone of the Turkestan Ridge; (8) Permian, silicic volcanics; (9) faults; (10) boundaries between complexes; (11) structural-formation zones by names: (AT) Afgan-Tajik, (ЮГ) South Gissar (Osmanatala subzone inclusive), (Г) Central Gissar, (КЗ) Karakul-Zidda, (ЗГ) Zeravshan-Gissar (Yagnob), (ЗТ) Zeravshan-Turkestan, (З) Zeravshan, (Т) Turkestan, (НК) Nuratau-Kurganak, (ТА) Turkestan-Alai

аллохтонные являются тектоническими отторженцами зон параавтохтонного типа.

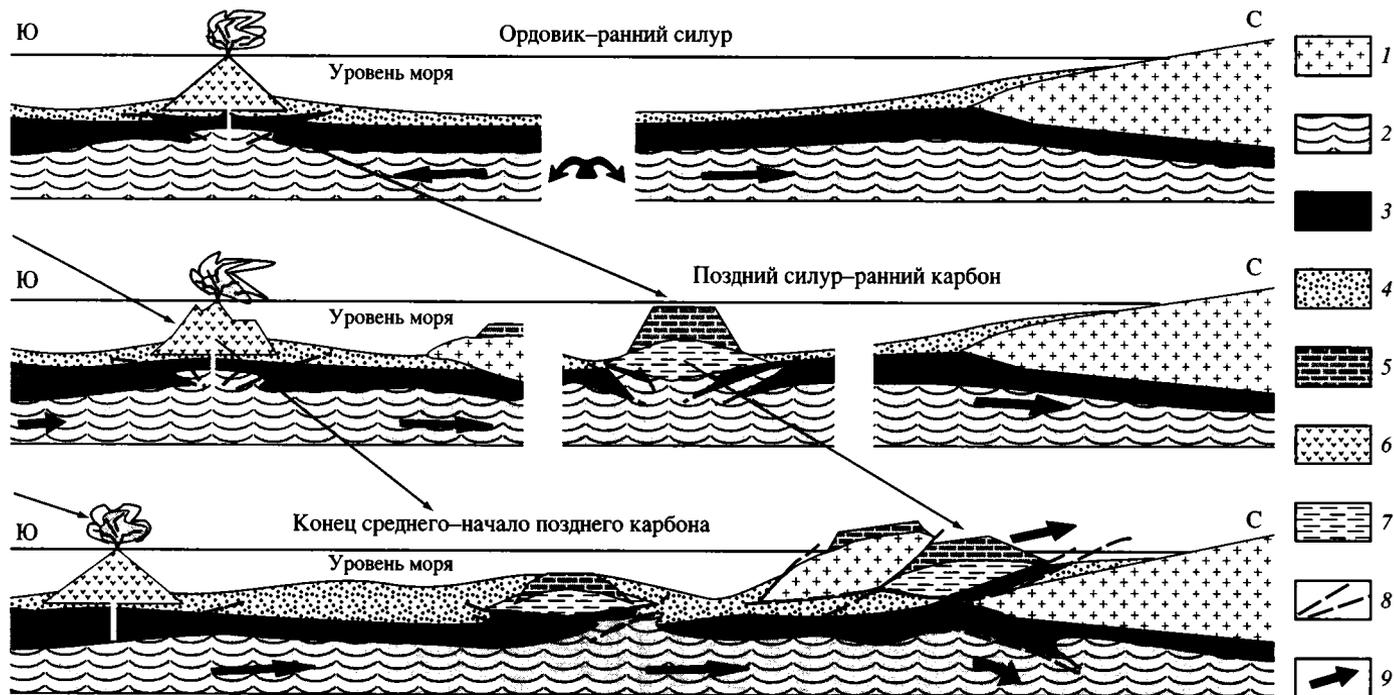
Третий тип – узкие шовные зоны (Каракул-Зиддинская, Зеравшанская, Нуратау-Курганакская, Кульгеджелинская и др.) с субвертикальным или крутым веерообразным залеганием слоев и структурных элементов. Для этих зон характерен концентрированный характер дислокаций и локальные проявления динамометаморфизма. Вулканизм, как правило, отсутствует. Выделено две разновидности шовных зон. Для первой характерны относительно глубоководные карбонатные и кремнистые отложения (девон–карбон), сменяющиеся вверх по разрезу верхнепалеозойским флишем с телами тектоно-гравитационных микститов. Второй разновидности свойственны терригенные и терригенно-карбонатные отложения (ордовик–девон), карбонатные рифовые отложения карбона и молассоидные глыбово-конгломератовые отложения верхнего палеозоя. К шовным зонам зачастую приурочены мезозойско-кайнозойские впадины, выполненные платформенными отложениями юры–эоцена и альпийской неоген-четвертичной молассой.

В поперечном сечении покровно-складчатого сооружения происходит чередование зон различного типа. При этом зоны первых двух типов (синклинорные и антиклинорные) контактируют по системе встречных надвигов или разделены узкими субвертикальными шовными зонами третьего типа. Внутри зон и на их границах установлены покровно-надвиговые структуры, но гигантские поверхностные шарьяжи, сопровождаемые большеамплитудными перекрытиями и перехлестыванием отложений одних зон через другие, в целом не свойственны Южному Тянь-Шаню. Исключение составляет лишь северная окраина области (предгорья Алайского хребта, горы Нуратау), но и там амплитуда перемещения покровов не превышает 10–20 км, а шарьирование, как теперь установлено, идет во встречном направлении.

## **ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ В ДОАЛЬПИЙСКОЕ ВРЕМЯ**

Доальпийская история региона описана в многочисленных статьях и монографиях (библиографию см. в [Леонов М., 1996]). Здесь будет дана лишь краткая характеристика палеозойской эволюции региона.

На протяжении практически всего палеозоя территория Южного Тянь-Шаня представляла собой палеоокеаническое пространство со сложной и расчлененной морфоструктурой (рис. 1.5.3; 1.5.4, см. вклейку). На ранних этапах (рифей – ранний силур) преобладал режим общего растяжения, приведший к раскрытию Туркестанского палеоокеана и связанный с латеральными движениями океанской литосферы и формированием зон рассеянного спрединга. В это же время формируются положительные морфоструктуры типа вулканических подводных и островных гряд. В пределах этих морфоструктур действует механизм гравитационной неустойчивости, который приводит к возникновению специфических структурно-метаморфических ансамблей с возникновением синформных структур, зон пластического течения и пр., т.е. на ранней стадии действуют два в определенной степени независимых геодинамических режима – горизонтальное перемещение океанской литосферы (общий режим) и локальный процесс структурно-



**Рис. 1.5.3.** Геодинамическая эволюция Южного Тянь-Шаня в ордовике–позднем карбоне (Алайский сегмент) (профиль 2 на рис. 1.5.1)

1 – Казахско-Киргизский континентальный блок; 2–7: Туркестанский палеоокеан: 2 – ультрамафитовый слой, 3 – габбро-базальтовый слой, 4 – осадочный слой, 5 – карбонатные отложения (рифовые постройки), 6 – внутрибассейновые вулканические подводные и островные гряды, 7 – метавулканики внутрибассейновых гряд, 8 – разломы, 9 – направления тектонического течения горных масс

**Fig. 1.5.3.** Ordovician–Late Carboniferous geodynamic evolution of the southern Tien Shan (Alai segment) (profile 2 in Fig. 1.5.1)

(1) Kazakhstan-Kyrgyzstan continental block; (2–7) Turkestan paleocean: (2) ultramafic layer, (3) gabbro-basalt layer, (4) sedimentary layer, (5) carbonate reefal buildings, (6) volcanic rises and island chains, (7) metavolcanics of submarine rises, (8) faults, (9) vectors of tectonic flows

вещественной переработки вулканических морфоструктур в условиях гравитационной неустойчивости.

С середины силура начинается морфоструктурная дифференциация океанического бассейна с возникновением линейных поднятий (карбонатных платформ и островных цепей с рифовыми постройками). Возникновение морфоструктурной дифференциации связано, вероятно, с изменением характеристик состояния океанской литосферы, а именно со сменой режима растяжения на режим сжатия. Это вызывает к жизни механизм изгибной неустойчивости [Лобковский, 1988], который стимулирует субпластическое латеральное перераспределение горных масс в коровом слое, формирование зон оттока (прогибы) и зон нагнетания (поднятия), а также образование соответствующих рельефа и структурных парагенезов (см. рис. 1.5.4, см. вклейку).

С середины карбона наступает общее сжатие, сокращение пространства, последовательное аккретирование морфоструктурных элементов к северному борту палеоокеана (см. рис. 1.5.3). В условиях сжатия эмбриональные формы усложняются и вместе с отложениями бассейнов трансформируются в сложную покровно-складчатую структуру всей области в целом. На месте некоторых морфоструктурных элементов образуются интрабассейновые коллизионные швы и зоны малоглубинной самоблокирующейся субдукции (selfclosing subduction) (см. рис. 1.5.4, см. вклейку). К концу карбона – началу перми на месте океанического пространства формируется сложно построенная покровно-складчатая область. Главным структурообразующим фактором на этом этапе является субмеридиональное сжатие и сокращение пространства. На месте древнего палеоокеана формируется покровно-складчатая область с расчлененным рельефом. Возникают области размыва, которые поставляют в остаточные бассейны терригенный материал позднепалеозойской молассы. Проявляется орогенный гранитоидный магматизм.

Таким образом, палеозойская структура Тянь-Шаня была сформирована главным образом за счет поперечного сокращения пространства и горизонтального субмеридионального сжатия. Однако на фоне этого геодинамического режима, связанного с эволюцией палеоокеанической литосферы (сначала в режиме растяжения, затем – сжатия), в пределах палеоокеана действовали и относительно независимые геодинамические режимы, такие как гравитационная неустойчивость горных масс в пределах внутриокеанических положительных морфоструктур, а также механизм изгибной неустойчивости реологически стратифицированной литосферы, приведший к начальному короблению ложа океана и возникновению внутрибассейнового рельефа. Эти механизмы создали специфические структурные ансамбли, которые, как мы увидим, весьма существенно повлияли на морфоструктурное развитие региона в мезозое и кайнозое.

Итак, к началу мезозоя на месте Туркестанского палеоокеана была сформирована сложная гетерогенная покровно-складчатая структура. Учитывая ряд особенностей строения палеоокеана, его эволюции и современной структуры, а именно: покровно-складчатое строение; совмещение в пространстве разных морфоструктурных элементов, отложений и типов коры; наличие линз и полос метаморфических пород; значительные объемы орогенных вулканитов; тектоническое расслоение коры; частичный срыв осадочный оболочки и пр., можно полагать, что конечным результатом

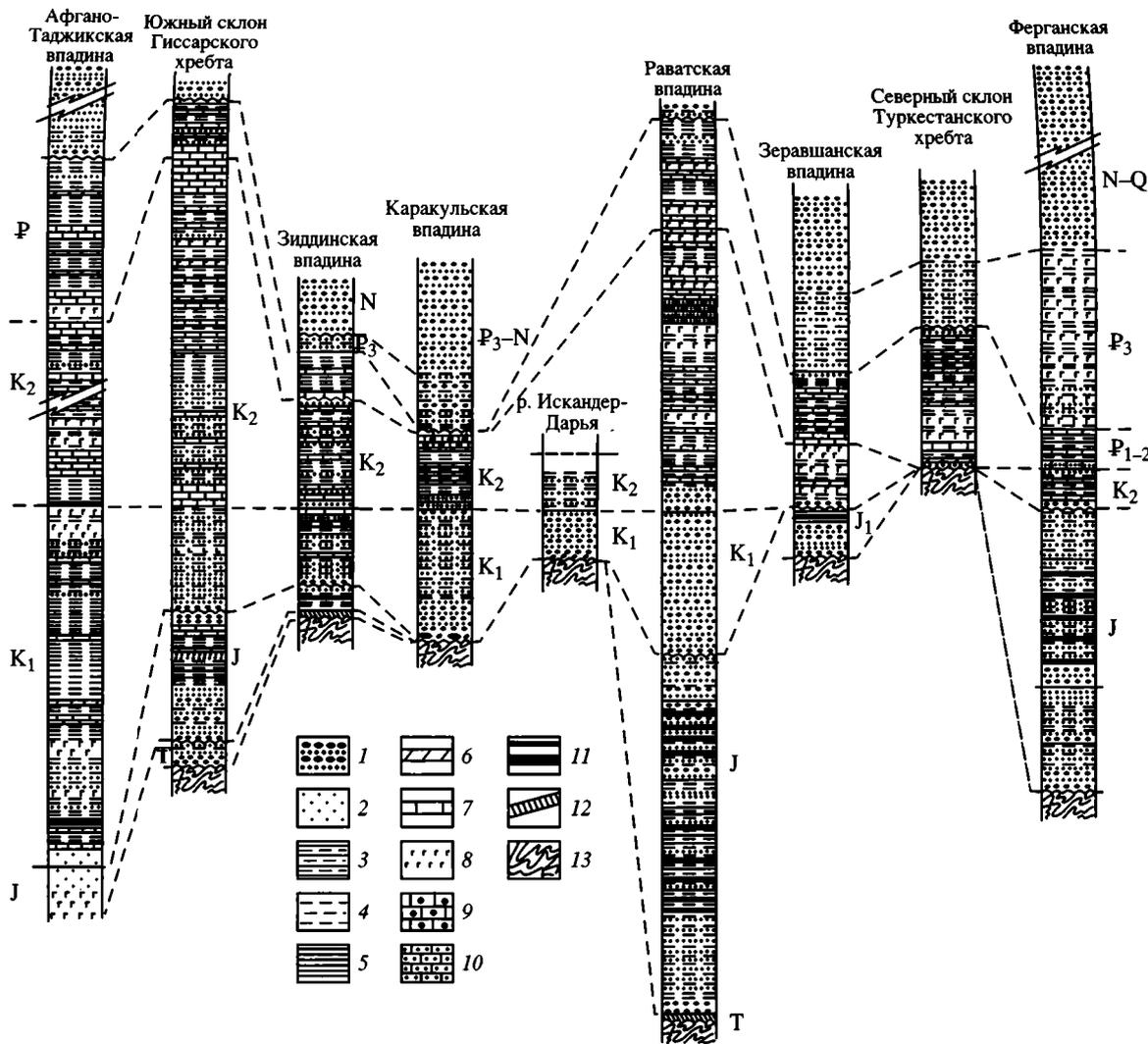
палеозойского этапа развития стало формирование мощного корового слоя. Однако он принципиально отличался от современного, так как в нем по определению не могло еще существовать расслоения на «гранитно-метаморфический» и «базитовый» слои. К концу палеозоя этот коровый слой, по-видимому, представлял собой сложно построенный гетерогенный структурно-магматическо-метаморфический меланж, состоящий из переработанных в процессе длительной эволюции фрагментов базитовой коры, гранитно-метаморфического слоя микроконтинентов (более или менее достоверно можно говорить лишь об Алайском микроконтиненте), пород палеозойского вулканогенно-осадочного чехла и ранних метаморфитов. Очевидно, что это гетерогенное сообщество горных масс должно было находиться в термодинамически и изостатически неустойчивом состоянии с непостоянным и сложным внутренним полем напряжений.

### **ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ НА АЛЬПИЙСКОМ ЭТАПЕ**

Главным структурно-вещественным выражением геологических событий и индикатором геодинамических режимов, имевших место на плитной стадии развития подвижных поясов и на этапе их орогенной активизации, являются внутриплитные и орогенные структурные впадины (дискретные седиментационные бассейны). Именно в тектонической структуре внутриплитных и межгорных впадин, в их соотношениях с породами фундамента, в особенностях проявления магматизма и осадконакопления, в характере вторичных структурно-диагенетических преобразований вулканогенно-осадочного чехла заложена информация о геодинамике консолидированной коры и об особенностях ее эволюции на плитном и орогенном этапах в пределах подвижных зон Земли. Дополнительную информацию предоставляют изучение рельефа и его связей с внутренней структурой горных масс, а также данные о глубинном строении территории, напряженном и тепловом состоянии ее недр.

На территории Южного Тянь-Шаня плитные и орогенные отложения главным образом сохранились в пределах южного и северного склонов горного сооружения и в многочисленных межгорных впадинах, расположенных в виде отдельных четкообразных структур, в основном приуроченных к шовным зонам, упоминавшимся выше. Здесь мы рассмотрим строение мезозойско-кайнозойских межгорных впадин на центрально-таджикском пересечении Гиссаро-Алая (см. рис. 1.5.1, см. вклейку; см. рис. 1.5.2). С юга на север выделяются следующие структурные элементы, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями: Афгано-Таджикская впадина, зона южного склона Гиссарского хребта, Каракуль-Зиддинская система впадин, Раватская впадина, Зеравшанская впадина, зона северного склона Туркестанского хребта (Нуратау-Курганакская), Ферганская впадина.

Схема сопоставления стратиграфических разрезов, составленная на основании многочисленных литературных данных и личных наблюдений и отражающая основные закономерности строения, состава и возраста отложений, приведена на рис. 1.5.5. Мезозойско-кайнозойский комплекс отложений, выполняющий внутригорные впадины, достаточно однотипен, хотя и



**Рис. 1.5.5.** Схема сопоставления стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских впадин Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня. Составлена с использованием данных: [Бебешев, 1988; Биогеографическое..., 1976; Босов, 1972; Геология..., 1959; Давидзон и др., 1982; Джалилов и др., 1971; Казаков и др., 1985; Лучников, 1979; Полянский, 1989; Таджикибеков, 1986; Тимофеев и др., 1985]

1 – гравелиты, конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, глины; 4 – алевролиты; 5 – глины; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – гипсы, соли; 9 – устричные известняки; 10 – песчанистые известняки; 11 – угли; 12 – породы палеозойского складчато-метаморфического основания; 13 – поверхности стратиграфического и углового несогласий

**Fig. 1.5.5.** Correlated stratigraphic sections of Mesozoic-Cenozoic troughs (central Tajik segment of the southern Tien Shan)

(1) gravelstones, conglomerates; (2) sandstones; (3) siltstones, shales; (4) siltstones; (5) claystones; (6) marls; (7) limestones; (8) gypsum, salt; (9) oyster limestones; (10) sandy limestones; (11) coals; (12) Paleozoic rocks of folded metamorphic basemen; (13) levels of stratigraphic and angular discordance

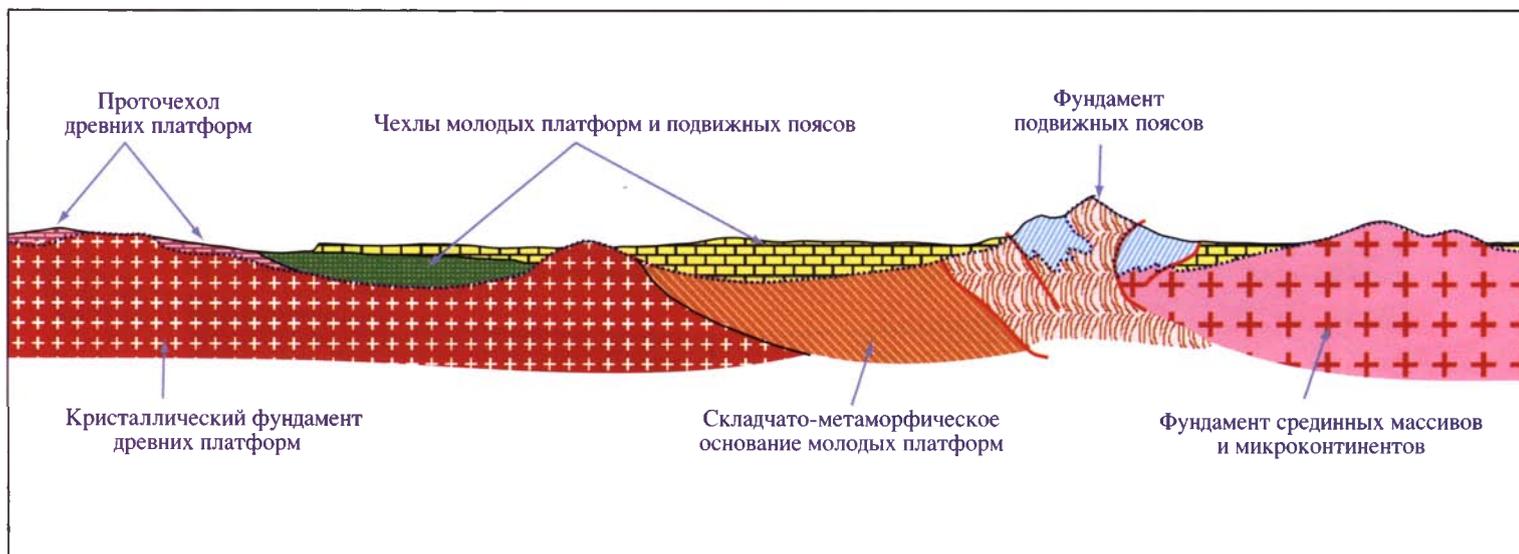
отмечаются существенные различия в мощностях и фациях отложений, в выпадении отдельных горизонтов, свит и т.д.

Триасовые отложения установлены в краевой части Афгано-Таджикской впадины, где они представлены красноцветными конгломератами, в Зиддинской и Фан-Ягнобской впадинах, где они сложены продуктами коры выветривания. Юрские отложения присутствуют во многих впадинах, и сложены они сероцветными и черными песчаниками, глинами с линзами и пластами каменных углей, конгломератами и гравелитами континентальных фаций (озерные, болотно-равнинные, аллювиальные отложения). Максимальная мощность юрских отложений (до 1000 м) отмечена в Фан-Ягнобской впадине, в остальных 100–300 м.

Меловые отложения, в отличие от юрских, пользуются широким площадным распространением, и состав первых очень разнообразен. Нижний мел представлен красноцветными континентальными и окраинноморскими отложениями двух типов, трансгрессивно перекрывающими более древние осадки. Первый тип представлен в основном галечниками, песчаниками и глинами аллювиально-пролювиальных и аллювиально-дельтовых фаций; второй – терригенными породами с прослоями и пачками тонких доломитистых известняков, а также детритовых их разновидностей, в той или иной степени обогащенных песчаным материалом. Присутствуют также сероцветные глины и алевролиты. Все эти породы характеризуют обстановки краевой части обширного эпиконтинентального бассейна. Во внутренних впадинах морские отложения могут отсутствовать, и нижний мел представлен лишь континентальными красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощности пород нижнего мела варьируют от впадины к впадине (см. рис. 2.5.5) (0 – 300–400 м). Состав осадков поздне меловых бассейнов седиментации существенно иной. Исчезает из разрезов грубый терригенный материал, сокращается количество красноцветных прослоев, заметно возрастает роль карбонатных отложений. В целом отложения верхнего мела характеризуют обстановки мелководного эпиконтинентального морского бассейна сложной конфигурации, а также лагун, иногда отшнурованных от морского бассейна. Прослеживается серия трансгрессивных и регрессивных циклов, но с течением времени трансгрессия моря захватывает практически всю территорию Гиссаро-Алая. Мощность верхнемеловых отложений сильно изменчива и в отдельных впадинах достигает 100–500 м.

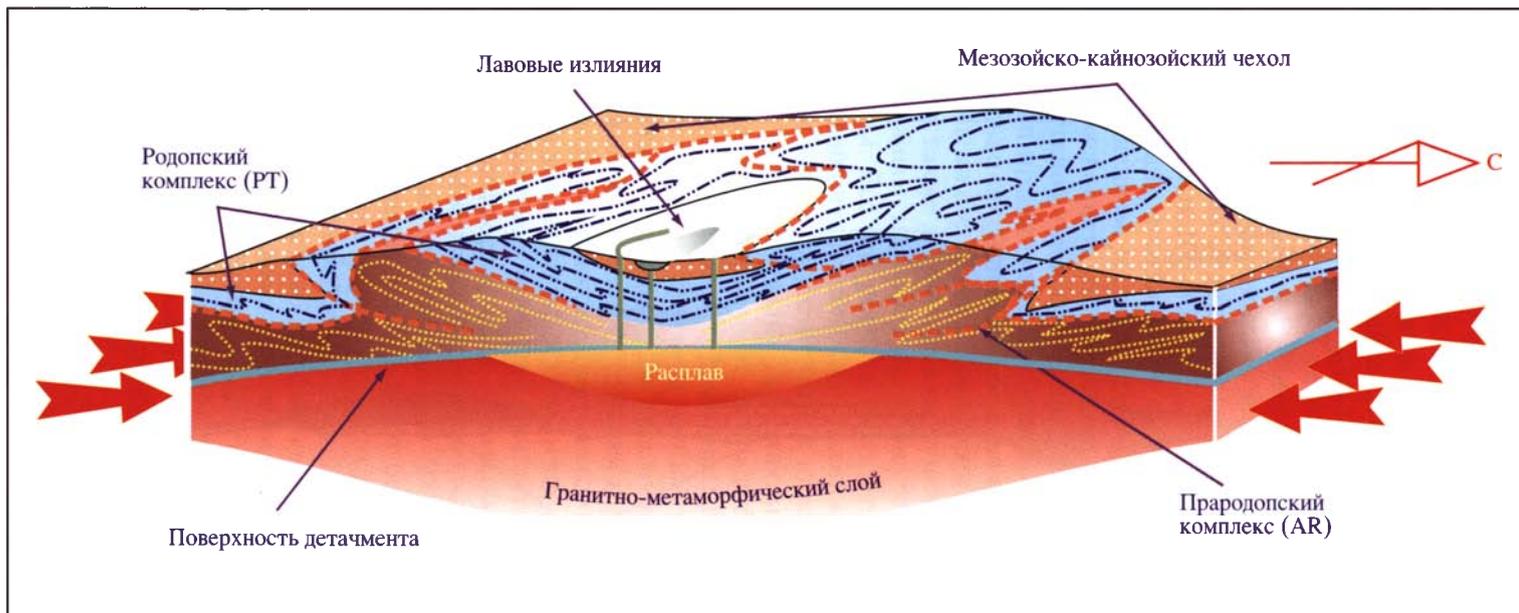
Палеогеновые отложения перекрывают более древние с отчетливо выраженным размывом. В некоторых впадинах они выпадают из разреза. Палеоген сложен морскими и прибрежно-лагунными отложениями: доломитами, известняками (в том числе водорослевыми и оолитовыми), глинами, песчано-алевритовым материалом, горючими сланцами и прослоями фосфоритов, гипсами. Режим осадконакопления отражает наличие осцилляций дна бассейна с перемежающимися кратковременными эпохами трансгрессий и регрессий, происходящих в режиме мелководного эпиплатформенного бассейна. Мощность палеогеновых отложений изменяется от впадины к впадине (0 – 200–300 м).

Все перечисленные толщи пород с угловым несогласием и размывом перекрыты отложениями олигоцена – неогена: красноцветными алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами континентального генезиса.



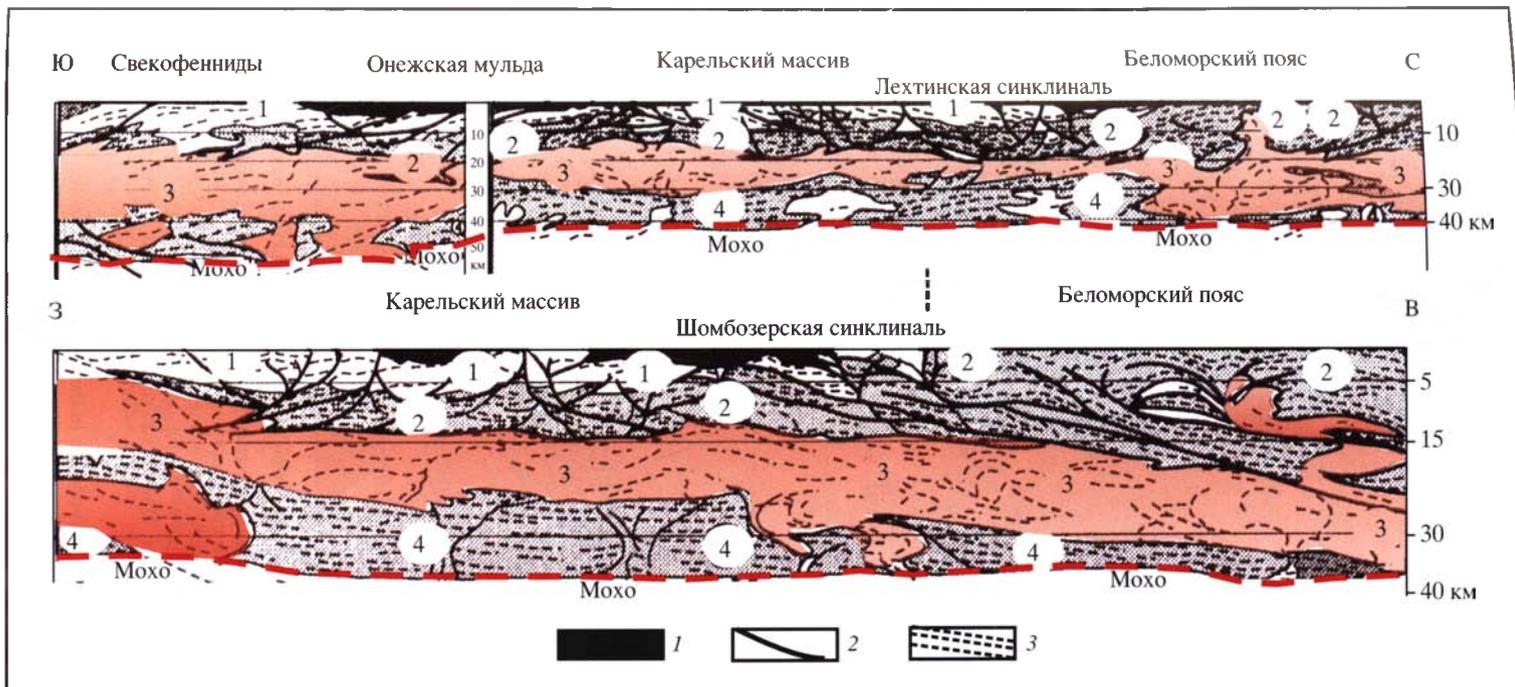
**Рис. 0.1.** Типы геоструктур с консолидированной корой

**Fig. 0.1.** Types of geologic structures with consolidated crust



**Рис. 1.1.3.** Модель альпийской геодинамики Родопского массива (объяснения в тексте)

**Fig. 1.1.3.** A model of Alpine geodynamics of the Rodopi massif (see explanations in the text)



**Рис. 1.4.4.** Модели строения коры Карельского массива и сопредельных территорий (составлены на основе интерпретации сейсмопрофилей МОВ ОГТ 1ЕВ и 4В) по [Колодяжный, 2004] с небольшими изменениями

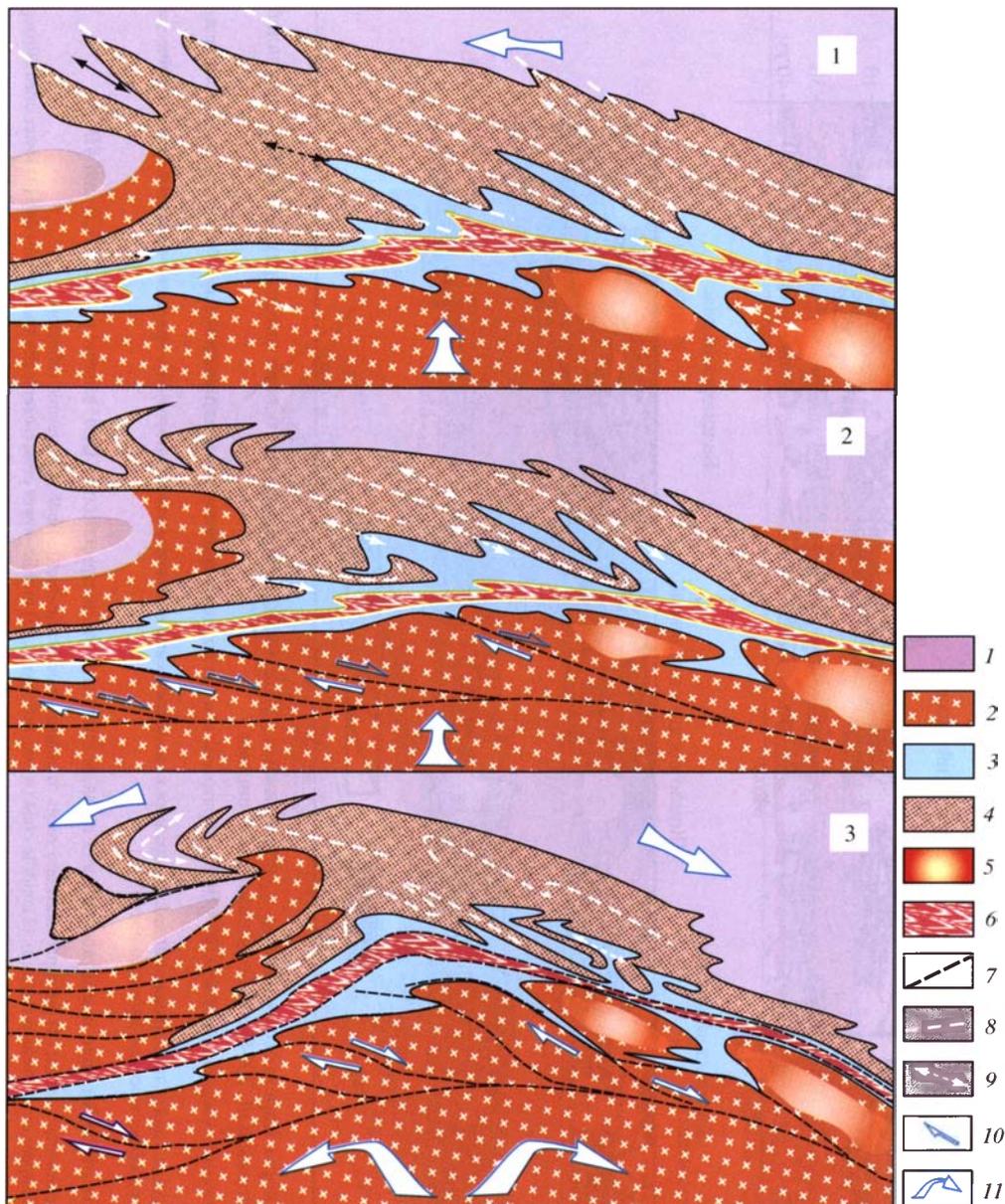
1 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 – основные разрывы и зоны концентрированного хрупко-пластического течения; 3 – отражающие площадки

Цифры на рисунках: 1 – верхняя кора (слабо отражающая); 2 – средняя кора (отражения высокой интенсивности); 3 – средняя – нижняя кора (сейсмически прозрачная); 4 – нижняя кора (отражения высокой интенсивности)

**Fig. 1.4.4.** Model crustal structure of the Karelian massif and adjacent areas as inferred from interpretation of CDP seismic profiles 1EB and 4B

(1) Paleoproterozoic volcanogenic-sedimentary rocks; (2) principal faults and zones of concentrated brittle-ductile flows; (3) seismic reflectors

Numbers in the figure denote (1) upper crust (weak reflectors), (2) middle crust (strong reflectors), (3) middle-lower crust (seismically transparent) and (4) lower crust (strong reflectors)

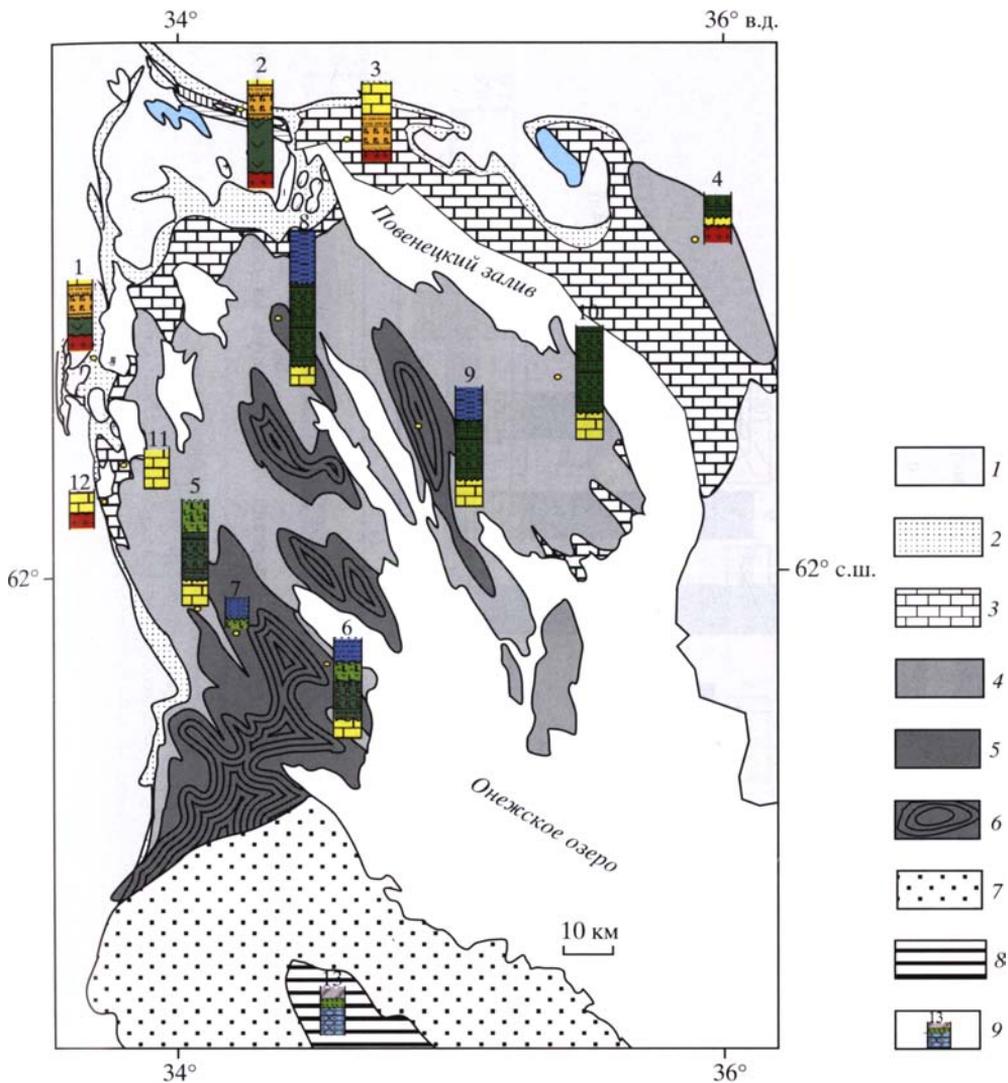


**Рис. 1.4.10.** Схема эволюции Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны

1 – гранитогнейсы беломорского комплекса; 2 – гнейсо-граниты Карельского массива; 3, 4 – нижнепротерозойские породы, развитые в приосевой (3) и краевых (4) частях структуры; 5 – куполовидные структуры; 6 – шовная зона коаксиального тектонического течения; 7 – разрывы: преимущественно сдвиги и взбросо-сдвиги; 8–9 – оси присдвиговых складок: 8 – синклиналей, 9 – антиклиналей; 10 – сдвиги; 11 – главные направления перемещений горных масс. Цифры на схеме: 1, 2 – этапы пластического течения, 3 – этап хрупко-пластического течения

**Fig. 1.4.10.** Scheme of the Kukazozero segment evolution in the North Karelian zone

(1) Belomorian complex of granite gneisses; (2) Karelian massif of gneissic granites; (3) near-axis and (4) marginal fields of Lower Proterozoic rocks; (5) dome structures; (6) suture zone of coaxial tectonic flow; (7) strike-slip reverse faults and thrust faults; (8) synclines and (9) anticlines of diagonal shear-fold systems; (10) high-rank shear displacements; (11) main directions of displacements; (1, 2) plastic flow stages; (3) brittle-ductile flow stage

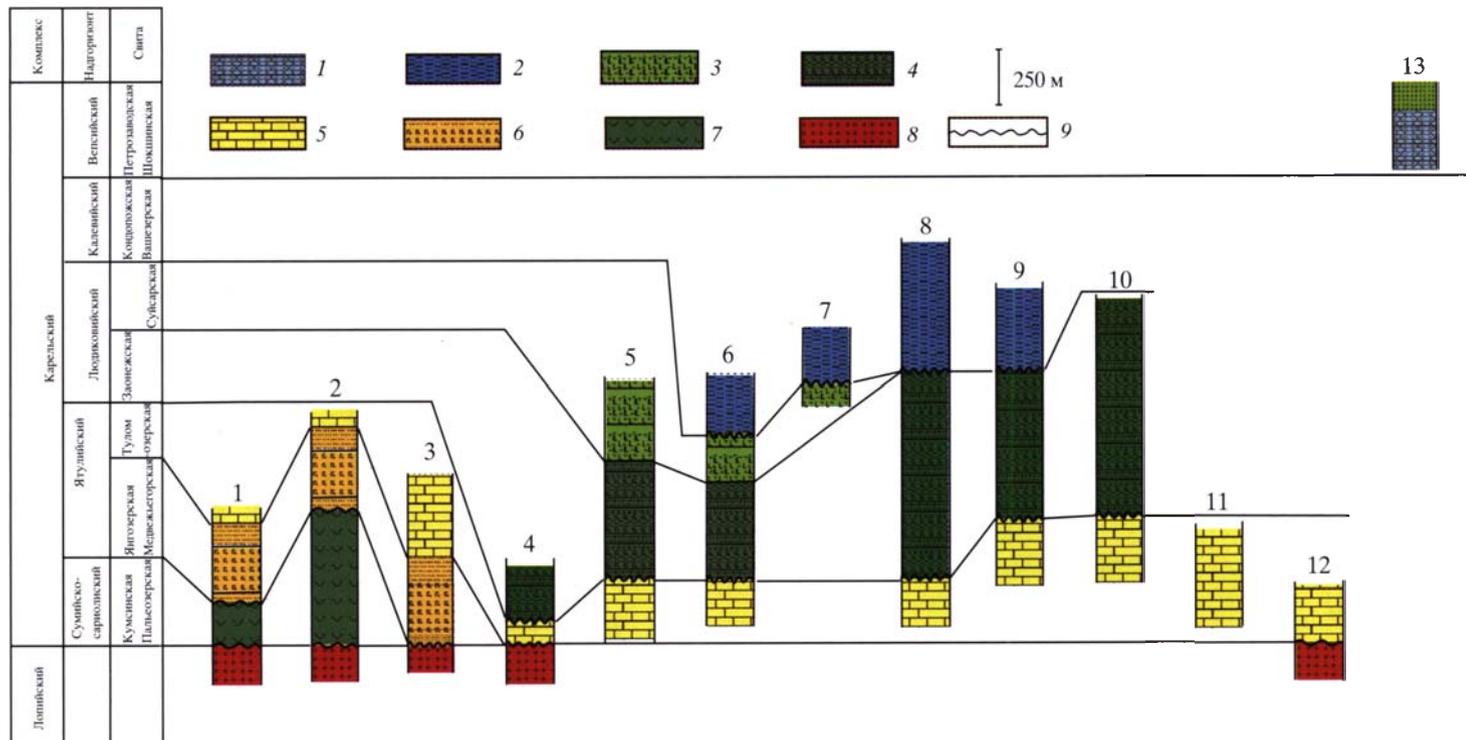


**Рис. 1.4.17.** Схема расположения основных стратиграфических разрезов в пределах Онежской структуры

1 – архейский фундамент; 2–6 – карельский комплекс (нижний протерозой): 2 – нижний ятулий (сегозерская серия: янгозерская, медвежьегорская свиты), 3 – верхний ятулий (туломозерская свита), 4, 5 – людииковый: 4 – заонежская свита, 5 – суйсарская свита, 6 – калевий (кондопожская и вашезерская свиты); 7 – вепсий (петрозаводская, шокшинская свиты); 8 – вендские отложения; 9 – положение стратиграфических разрезов, приведенных на рис. 1.4.18 (условные обозначения к колонкам см. на рис. 1.4.18)

**Fig. 1.4.17.** Localities of principal stratigraphic sections within the Onega structure

(1) Archean basement; (2–6) Karelian complex (Lower Proterozoic): (2) Lower Jatulian (Segozero Group of Yangozero and Medvezh'egorsk formations), (3) Upper Jatulian (Tulomozero Formation), (4) Zaonezhskaya and (5) Suisar formations of the Ludicovian; (6) Livian (Kalevian), the Kondopoga and Washezero formations; (7) Vepsian (Petrozavodsk and Shoksha formations); (8) Vendian deposits; (9) localities of stratigraphic sections shown in Fig. 5; symbols as in Fig. 1.4.18

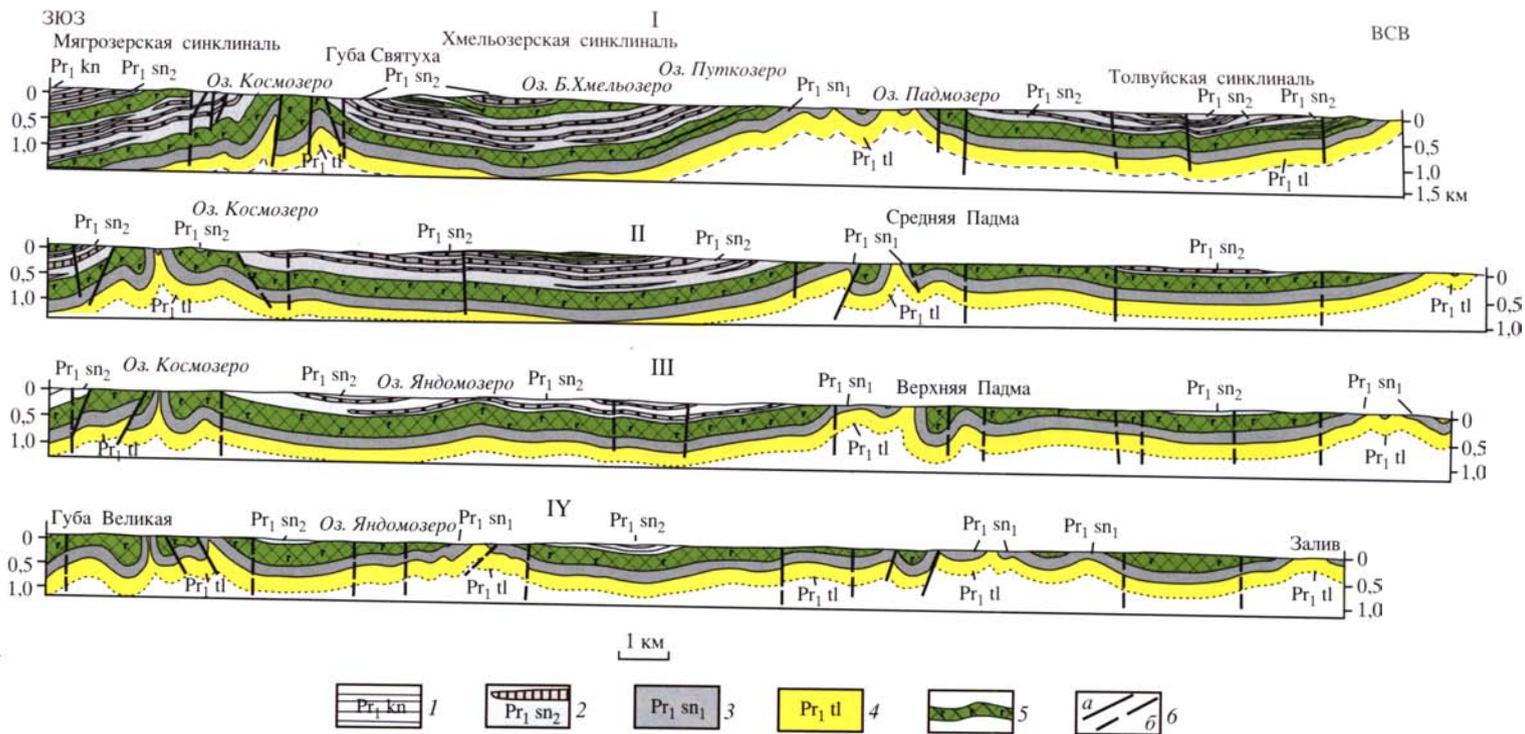


**Рис. 1.4.18.** Схема сопоставления стратиграфических разрезов Онежской структуры (составил А.В. Полещук на основе литературных и фондовых материалов и данных личных наблюдений)

1 – сероцветные и красноцветные кварцито-песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты; 2 – ритмичнослоистые шунгитсодержащие туфоалевролиты, пелиты; 3 – лавы пикрибазальтов, базальтов и их туфы; 4 – сланцы, шунгитовые сланцы, туфосланцы, лидиты, шунгитсодержащие известняки, доломиты; 5 – доломиты, доломитистые песчаники, алевролиты, сланцы, пласты лав и силлы основного состава; 6 – кварцито-песчаники, кварциты, кварцевые конгломераты, гравелиты, пласты лав и силлы основного состава; 7 – полимиктовые конгломераты, лавы андезито-базальтов; 8 – гранито-гнейсы; 9 – размывы и несогласия

**Fig. 1.4.18.** Correlation scheme for stratigraphic sections of the Onega structure

(1) gray and red quartzitic sandstones, gravelstones, small-pebbled conglomerates; (2) rhythmically bedded shungite-bearing tuffaceous siltstones and shales; (3) lavas of picritic to normal basalts and their tufts; (4) schists, shungite schists, tuff schists, lydites, shungite-bearing limestones and dolomites; (5) dolomites, dolomitic sandstones, siltstones, schists, lava flows and sills of basic composition; (6) quartzitic sandstones, quartzites, quartz conglomerates, gravelstones, lava flows and sills of basic composition; (7) polymictic conglomerates, lavas basaltic andesite; (8) granitic gneisses; (9) scouring and unconformity

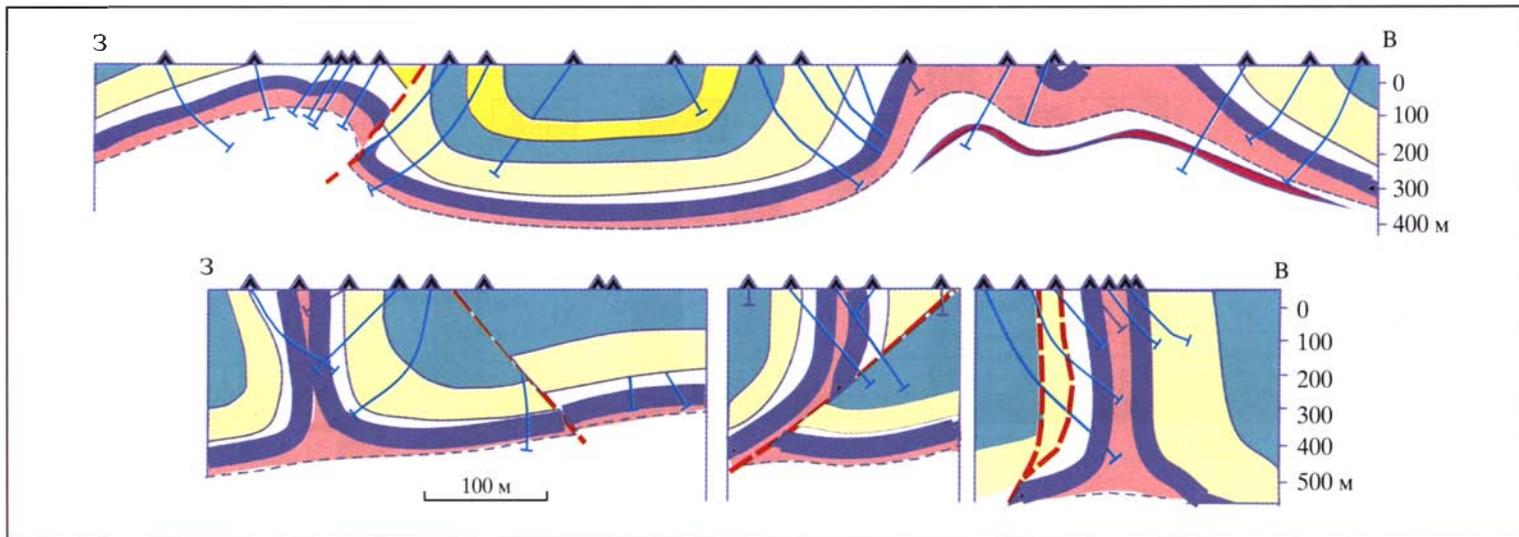


**Рис. 1.4.19.** Поперечные разрезы через Северо-Онежскую мульду (по данным Отчета Центрально-Карельской экспедиции..., 1991 г.)

1 – кондопожская свита; 2 – верхняя подсвита заонежской свиты; 3 – нижняя подсвита заонежской свиты; 4 – туломозерская свита; 5 – силлы габбро-долеритов; 6 – разрывы: а – достоверные, б – предполагаемые

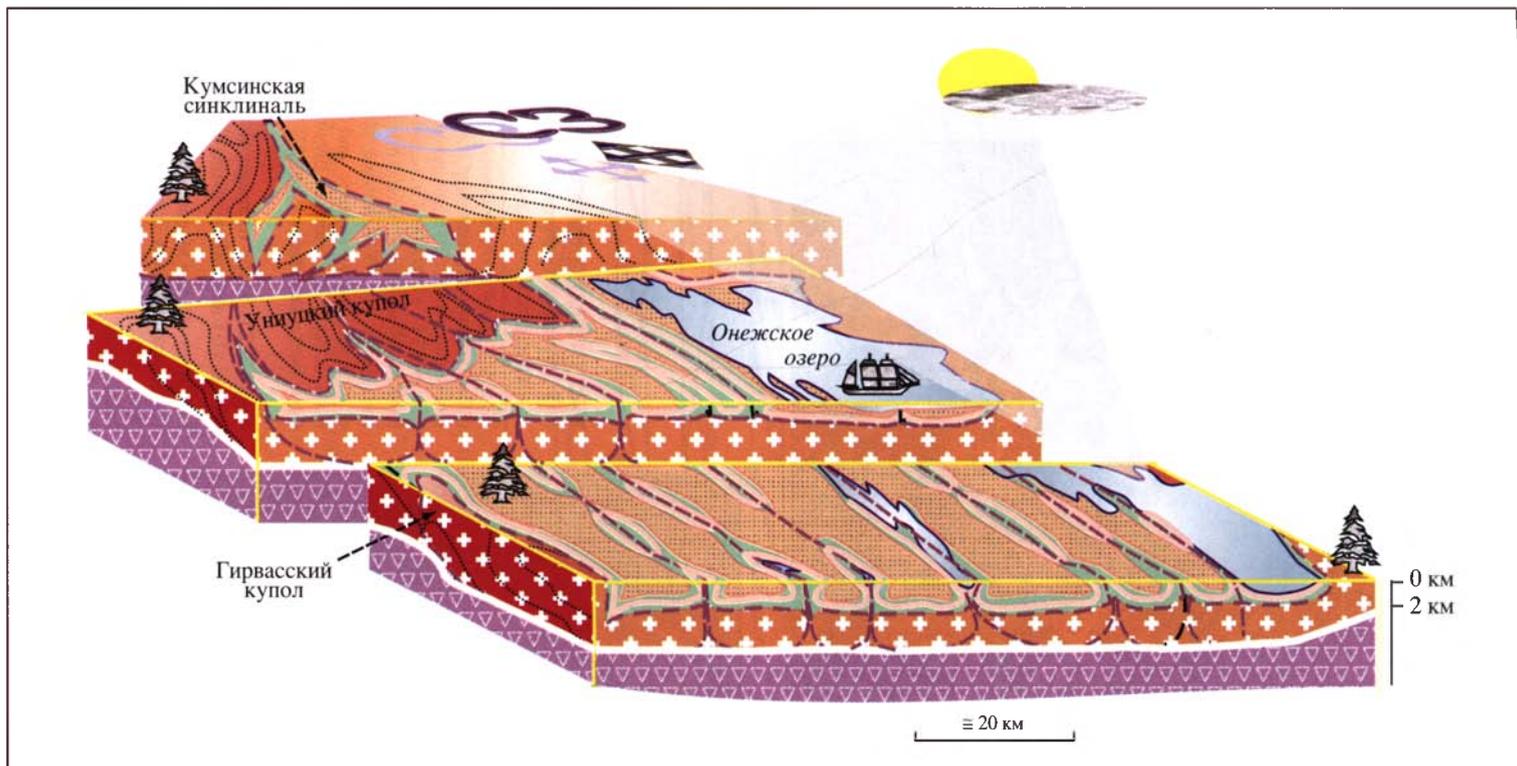
**Fig. 1.4.19.** Geologic sections across the North Onega basin

(1) Kondopoga Formation; (2) upper and (3) lower Zaonezhskaya subformations; (4) Tulomozero Formation; (5) gabbro-dolerite sills; (6) faults established (a) and presumed (b)



**Рис. 1.4.20.** Строение псевдоантиклинальных структур Онежской мульды (по данным Отчета Центрально-Карельской экспедиции..., 1991 г.)  
 Различными цветами показаны разные горизонты нижнепротерозойского разреза

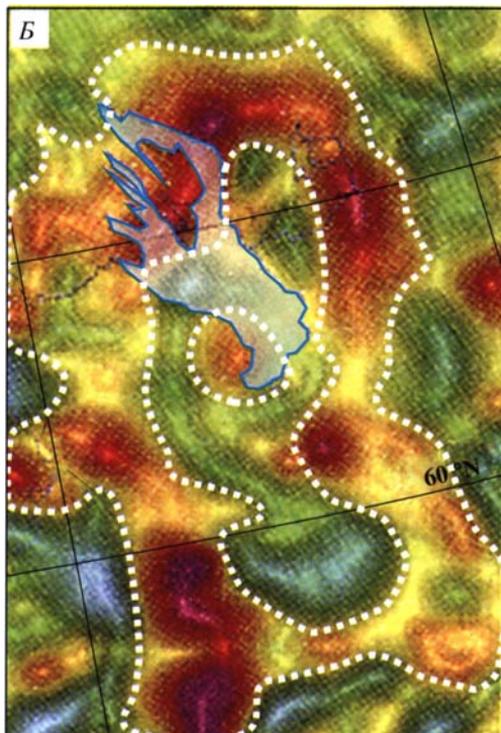
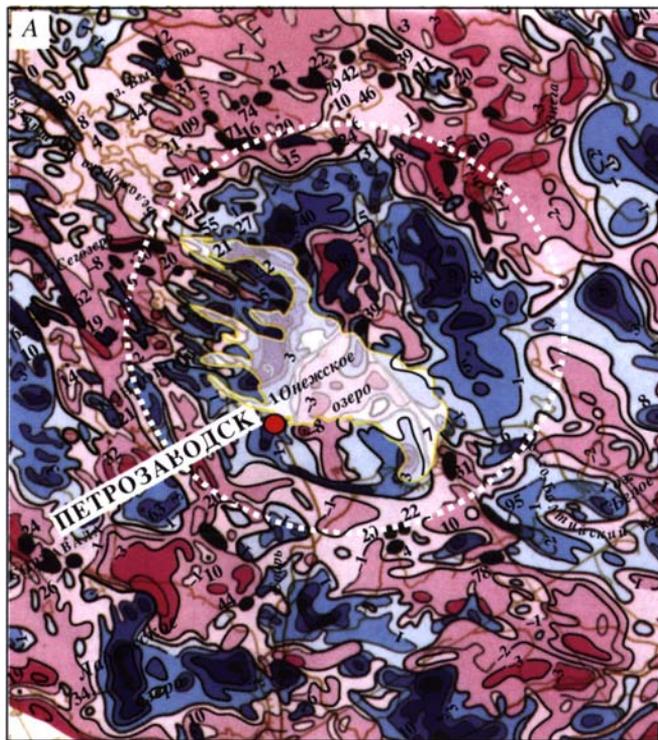
**Fig. 1.4.20.** Pseudoanticlinal structures of the Onega basin  
 Separate horizons of the Lower Proterozoic succession are shown in different colors



**Рис. 1.4.21.** Схематизированная блок-диаграмма Онежской мульды и ее обрамления

Белая линия – дисгармоничный срыв на границе гранито-гнейсового и гранулит-гнейсового слоев; красные пунктирные линии – зоны вязко-пластических срывов-отделителей (detachment faults) и зон сдвигового течения

**Fig. 1.4.21.** Schematic block-diagram of the Onega basin and flanking structures

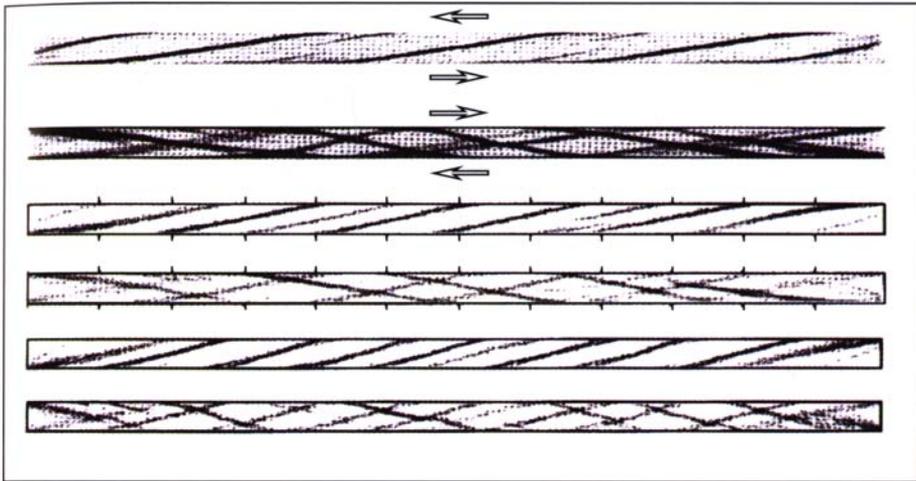
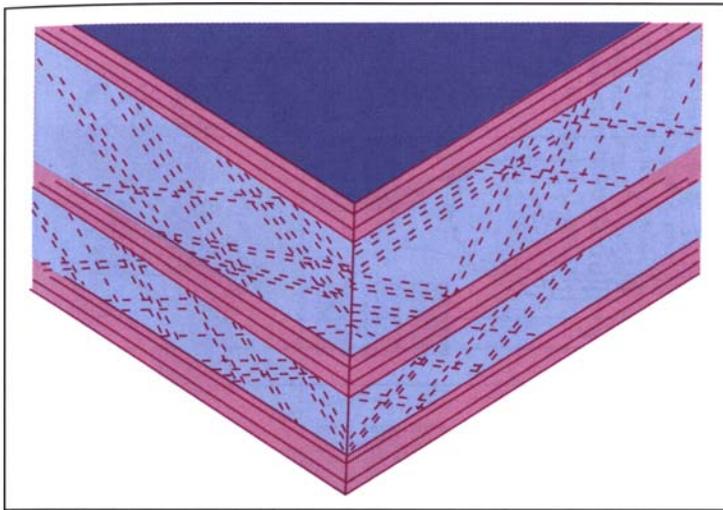


**Рис. 1.4.22.** Карты аномалий магнитного (А) и гравиметрического (Б) полей в районе Онежской мульды

По: А – Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> России, сопредельных государств (в границах бывшего СССР) и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. редактор Т.П. Литвинова. Министерство природных ресурсов России, 2000 г. Б – J.V. Korhonen, T. Koistinen, S. Elo et al. Preliminary magnetic and gravity anomaly maps of the Fennoscandian shield 1 : 10 000 000. Geol. Serv. Finland. Sp. Paper 27. 1999. P. 173–179

**Fig. 1.4.22.** Maps of magnetic (A) and gravimetric (B) anomalies of the Onega basin area

Data from «Map of Magnetic Anomaly Field ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> of Russia and Adjacent Areas of the Former USSR, Scale 1 : 5 000 000. Ed.-in-chief T.P. Litvinova. Ministry of Natural Resources of Russia, 2000. J.V. Korhonen, T. Koistinen, S. Elo et al., Preliminary magnetic and gravity anomaly maps of the Fennoscandian shield, 1 : 10 000 000. Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 27. 1999. P. 173–179

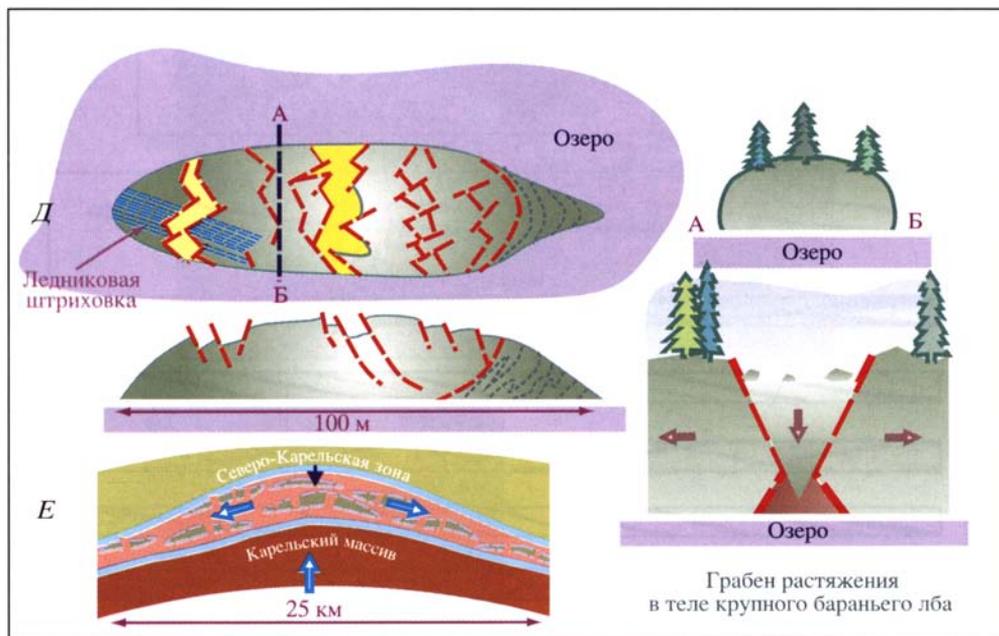
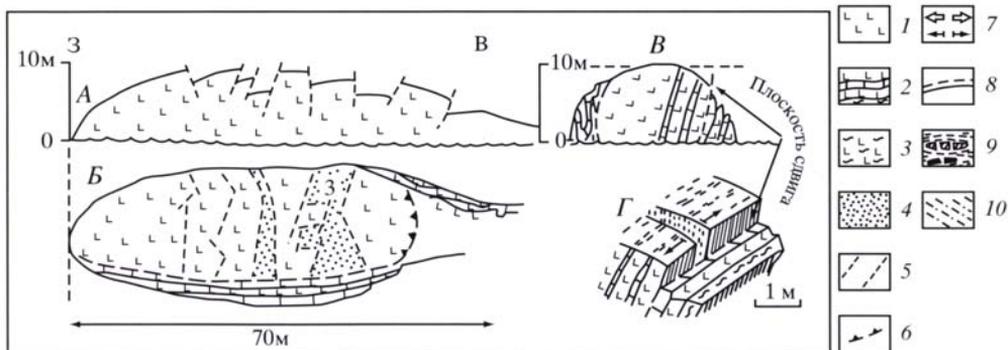


**Рис. 1.4.25.** Структура кварцито-песчаников Петрозаводской свиты (район пос. Со-  
ломенное)

Внизу – формирование полос дислокации при сдвиге на границах слоев. По [Стефанов, 2002].  
Объяснения в тексте

**Fig. 1.4.25.** Structures in quartzitic sandstones of the Petrozavodsk Formation

Below – a dislocation model under the interlayer displacement condition. See explanation in the text



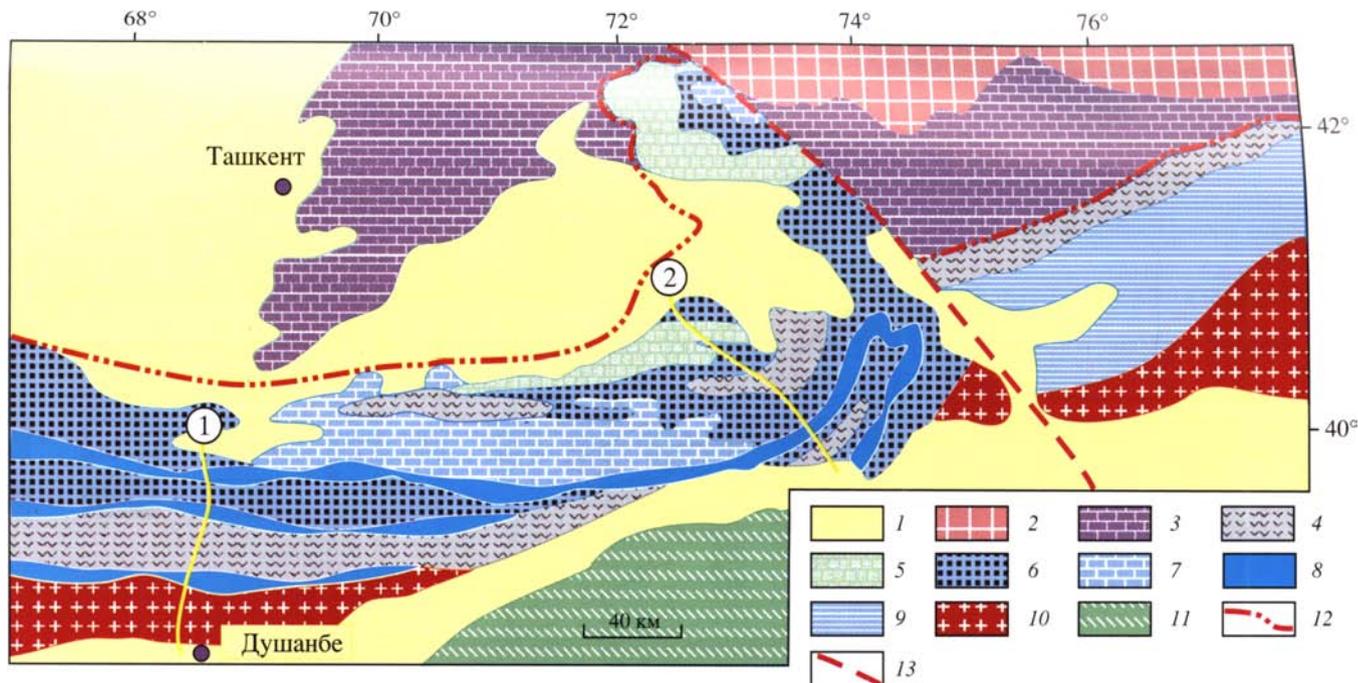
**Рис. 1.4.32.** Постледниковая деформация бараньих лбов (будин габбро-амфиболитов) в зоне максимального сплюсывания Кукаозерской структуры

1 – массивные габбро-амфиболиты; 2 – псевдослоистые пластичные амфиболиты, гранатовые и актинолитовые сланцы, карбонатные породы; 3 – рассланцованные габбро-амфиболиты; 4 – грабены растяжения с опущенными центральными блоками; 5 – разломы и тектонические трещины; 6 – надвиги; 7 – направление растяжения; 8 – границы зоны сплюсывания и латерального тектонического течения; 9 – будины габбро-амфиболитов в пластичном матриксе; 10 – ледниковая штриховка на поверхности бараньих лбов

А, В, В, Г, Д – зарисовки конкретных объектов; Е – принципиальная схема постледниковой деформации в коллизийном шве

**Fig. 1.4.32.** Post-glaciation deformation of sheepback rocks (gabbro-amphibolite boudins) in the maximum oblateness zone of the Kukaozero structure

(1) massive gabbro-amphibolites; (2) pseudolayered plastic amphibolites, garnet to actinolite schists and carbonate rocks; (3) foliated gabbro-amphibolites; (4) extension grabens with lowered central blocks; (5) faults and tectonic fractures; (6) thrust faults; (7) extension vector; (8) boundaries of oblateness zones and lateral tectonic flow; (9) gabbro-amphibolite boudins in plastic matrix; (10) glacial striation on surface of sheepback rocks; (A, B, C, D) sketches of concrete objects; (E) principal scheme of post-glaciation deformation in collision suture

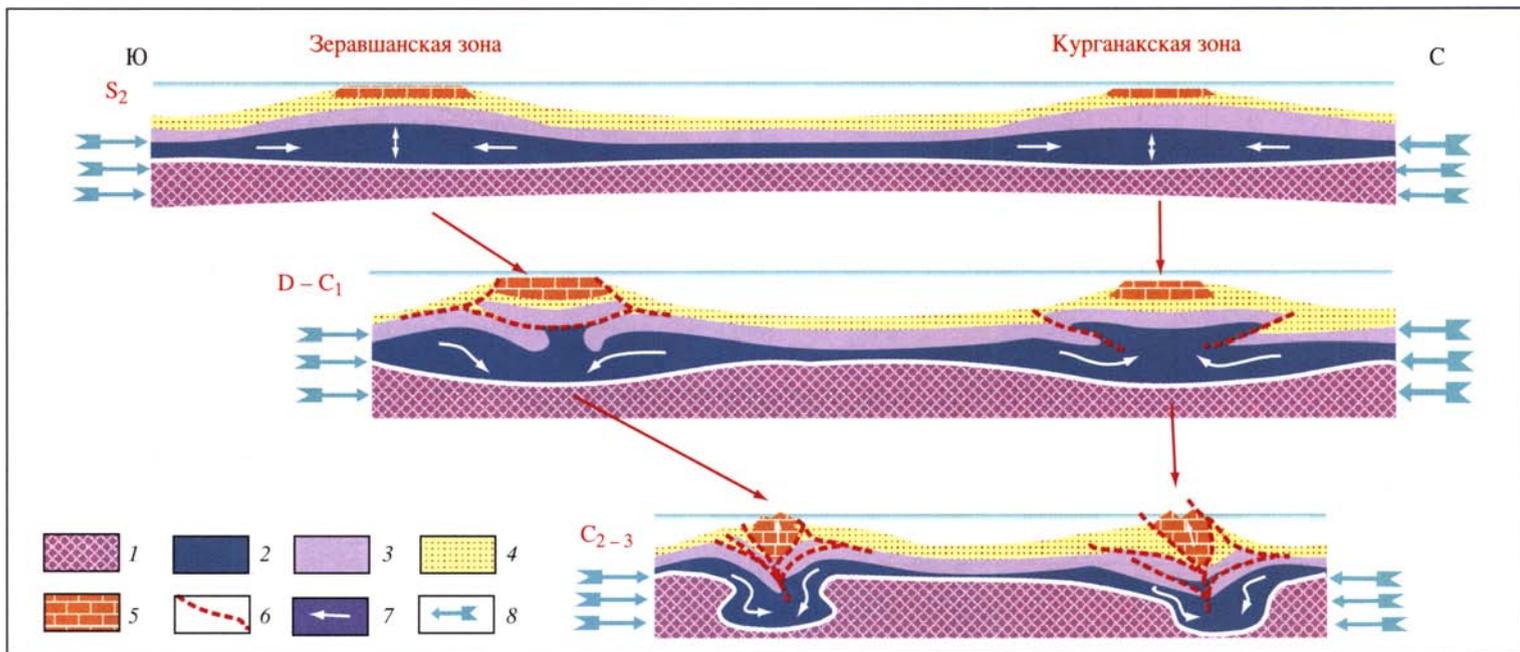


**Рис. 1.5.1.** Схема основных структурных элементов Южного Тянь-Шаня

1 – мезозойско-кайнозойский чехол обрамления складчато-покровного сооружения Тянь-Шаня; 2 – Северный Тянь-Шань; 3 – Срединный Тянь-Шань; 4–9 – Южный Тянь-Шань: 4 – выходы пород внутрибассейновых вулканических гряд (параавтохтонные), 5 – выходы пород внутрибассейновых вулканических гряд в алохонном залегании, 6 – выходы пород относительно глубоководных прогибов, склонов вулканических поднятий и склонов мелководных отмелей, 7 – выходы пород чехла микроконтинентов, 8 – основные коллизийные швы (с юга на север: Каракуль-Зиддинский, Зеравшанский, Нуратау-Курганакский), 9 – структуры Южного Тянь-Шаня нерасчлененные, 10 – Таримский, Сулутерекский и Южно-Гиссарский массивы; 11 – структуры Памира; 12 – Южно-Ферганский офиолитовый шов (сутура Палеотуркестанского океана); 13 – Таласо-Ферганский разлом. Цифры в кружках: 1 – профиль на рис. 1.5.2 и 1.5.4; 2 – профиль на рис. 1.5.3

**Fig. 1.5.1.** Principal structural elements of the southern Tien Shan

(1) Mesozoic–Cenozoic cover on flanks of the Tien Shan fold-nappe structure; (2) northern Tien Shan; (3) central Tien Shan; (4–9) southern Tien Shan: (4) para-autochthonous rock complexes of inner basinal volcanic rises; (5) allochthonous rock complexes of inner basinal volcanic rises; (6) rock complexes of relatively deep troughs and flanks of volcanic rises and shoals; (7) rocks of microcontinents' cover; (8) principal collision sutures (from the south to the north): Karakul-Zidda, Zeraвшan, Nuratau-Kurganak; (9) undivided structures of southern Tien Shan; (10) Tarim, Suluterek and South Gissar massifs; (11) structures of the Pamirs; (12) South Fergana ophiolite suture (remnants of Paleoturkestan ocean); (13) Talas–Fergana fault. 1 – in the Fig. 1.5.2, 1.5.4; 2 – in the Fig. 1.5.3



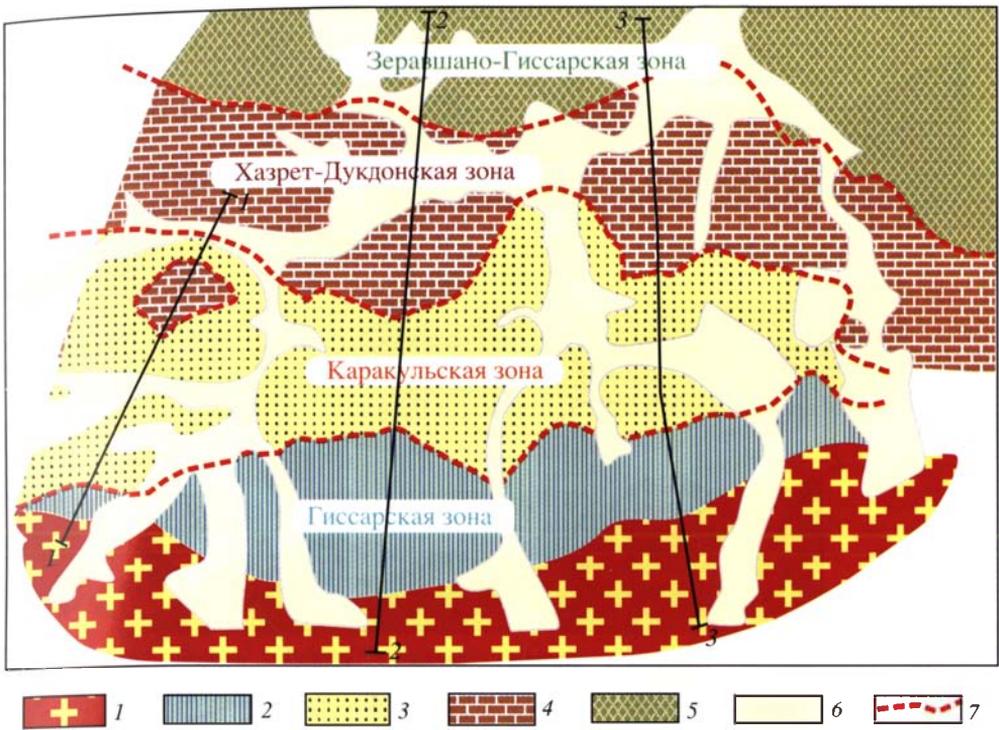
**Рис. 1.5.4.** Геодинамическая эволюция Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня в позднем силуре – карбоне (профиль 1 на рис. 1.5.1)

Показано морфоструктурное расчленение дна бассейна, формирование зон замковой субдукции (self-closing subduction) и безофиолитовых коллизийных швов

1 – мантия; 2 – серпентинизированные ультрабазальты; 3 – габбро-базальты; 4 – осадочные отложения; 5 – отложения внутрибассейновых карбонатных банок и платформ; 6 – разломы и зоны тектонических срывов; 7 – направления тектонического течения и перемещения горных масс; 8 – напряжения общего сжатия в регионе

**Fig. 1.5.4.** Late Silurian–Carboniferous geodynamic evolution of the Central Tajik segment in the southern Tien Shan (profile 1 in Fig. 1.5.1), morphostructural division of the basin floor, formation of self-closing subduction and collision sutures lacking ophiolites

(1) mantle; (2) serpentinitized ultramafics; (3) gabbro-basalts; (4) sedimentary deposits; (5) deposits of intrabasinal carbonate shoals and platforms; (6) faults and shear zones; (7) vectors of tectonic flow and rock-mass transport; (8) compression stress vectors

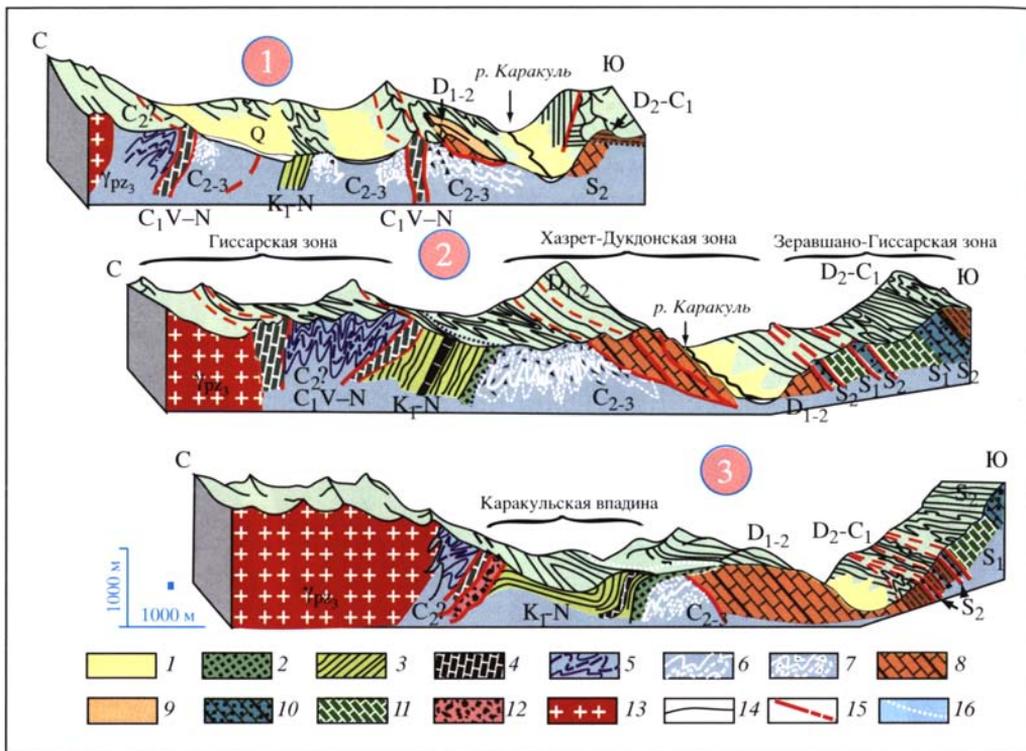


**Рис. 1.5.6.** Положение Каракульской зоны (мезозойско-кайнозойской депрессии) в структуре Центрально-Таджикского сегмента Южного Тянь-Шаня

1 – гранитоиды Центрально-Гиссарского батолита; 2 – средне-верхнепалеозойские терригенные и карбонатные породы Гиссарской зоны; 3 – верхнепалеозойские (флиш) и мезозойско-кайнозойские терригенно-карбонатные породы Каракульской зоны; 4 – среднепалеозойские карбонатные породы Дукдонской зоны; 5 – нижне-среднепалеозойские породы (метаморфические сланцы, глинистые сланцы, кремни, известняки) Зеравшано-Гиссарской зоны; 6 – четвертичные отложения; 7 – линии надвиговых границ структурно-формационных зон

**Fig. 1.5.6.** The Karakul zone (Mesozoic–Cenozoic depression) of the Central Tajik segment of the southern Tien Shan

(1) granitoids Central Gissar batholith; (2) Middle-Upper Paleozoic terrigenous and carbonate rocks of the Gissar zone; (3) Upper Paleozoic flysch and Mesozoic–Cenozoic terrigenous-carbonate sediments of the Karakul zone; (4) Middle Paleozoic carbonate rocks of the Dukdon zone; (5) Lower-Middle Paleozoic rocks (metamorphic schists, shales, cherts, limestones) of the Zerafshan-Gissar zone; (6) Quaternary deposits; (7) thrust-fault boundaries of structural-formation zones



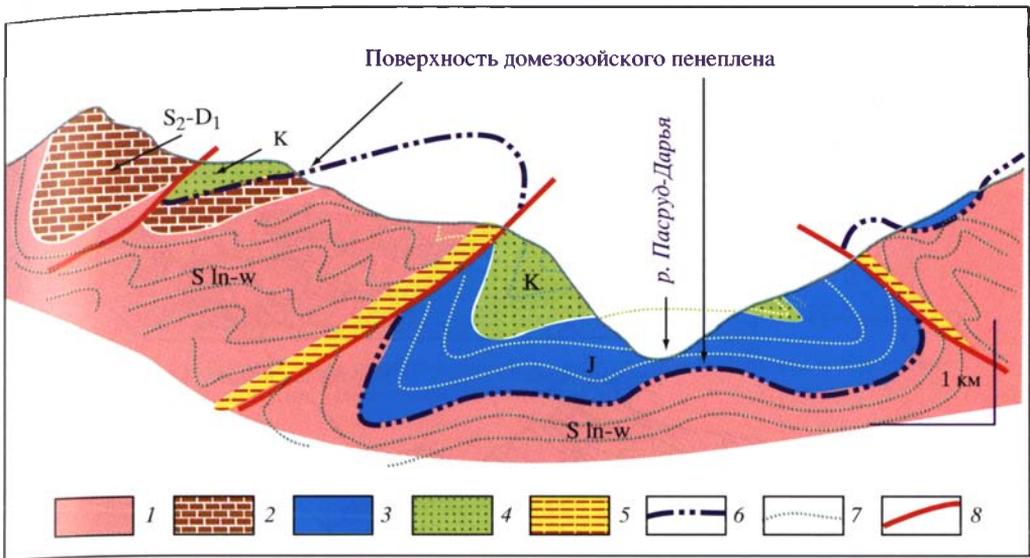
**Рис. 1.5.7.** Тектоническая структура Каракульской впадины

1 – четвертичные отложения; 2–4 – отложения мела–неогена: 2 – конгломераты, грубые песчаники, 3 – глины, алевролиты, песчаники, гипсы, 4 – известняки; 5 – средний–верхний карбон (песчаники, глинистые сланцы); 6 – средний–верхний карбон (флиш); 7 – средний–верхний карбон (флиш, превращенный в «осадочный» меланж); 8 – нижний–средний девон (известняки); 9 – останец покрова ниже-среднедевонских известняков; 10 – верхний силур (известняки, доломиты); 11 – нижний силур (известняки, доломиты, сланцы); 12 – тектоническая брекчия; 13 – граниты Гиссарского батолита; 14 – структурные линии; 15 – разрывы; 16 – трансгрессивный контакт

Цифры в кружках – номера разрезов на рис. 1.5.6

**Fig. 1.5.7.** Tectonic structure of the Karakul depression

(1) Quaternary deposits; (2) Cretaceous–Neogene conglomerates, coarse-grained sandstones, (3) clays, siltstones, sandstones, gypsum and (4) limestones; (5) Middle–Upper Carboniferous sandstones and shales; (6) Middle–Upper Carboniferous flysch; (7) Middle–Upper Carboniferous flysch transformed into «sedimentary» melange; (8) Lower–Middle Devonian limestones; (9) outlier of Lower–Middle Devonian limestones; (10) Upper Silurian limestones and dolomites; (11) Lower Silurian limestones, dolomites, and shales; (12) tectonic breccia; (13) granitoids of the Gissar batholith; (14) structural lines; (15) faults; (16) transgressive contact; Numerals in the circles – the cross sections numbers (see Fig. 1.5.6)

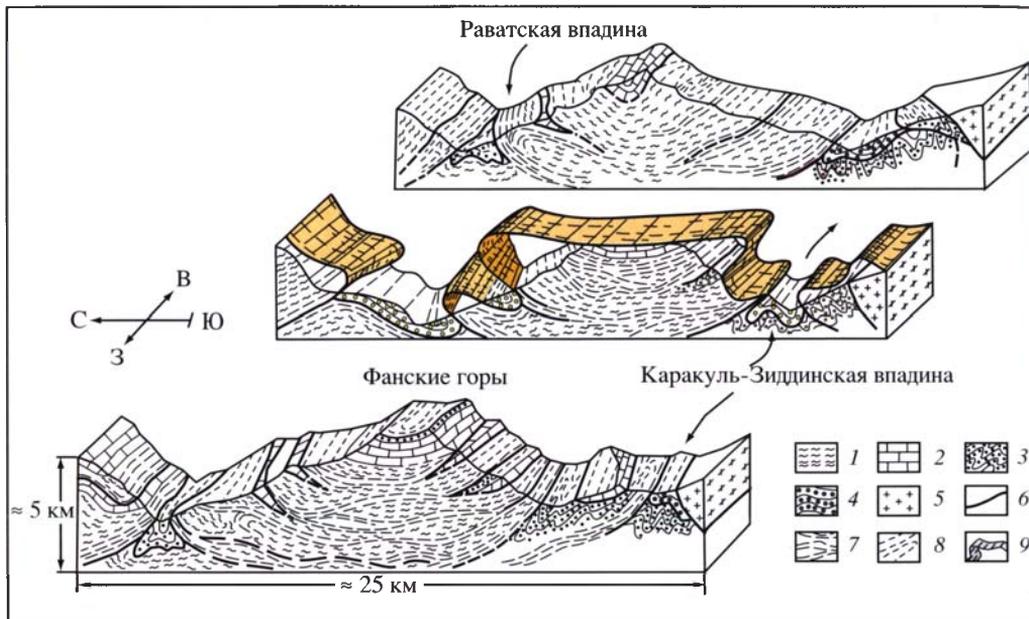


**Рис. 1.5.12.** Профиль через Фан-Ягнобскую впадину (бассейн р. Пасруд-Дарья)

1 – метаморфические зеленые сланцы (ордовик – нижний силур); 2 – известняки и мраморы (верхний силур – нижний девон); 3 – песчаники, конгломераты, глины, угли (юра); 4 – красочетные конгломераты, песчаники, алевролиты, глины (нижний мел); 5 – зоны милонитов по зеленым сланцам; 6 – поверхность домезозойского пенеплена, запечатанная отложениями мезозоя; 7 – структурные линии; 8 – разрывы

**Fig. 1.5.12.** Geologic profile of the Fan-Yagnob depression (Pasrud Dar'ya River basin)

(1) Ordovician–Lower Silurian metamorphic greenschists; (2) Upper Silurian–Lower Devonian limestones and marbles; (3) Jurassic sandstones, conglomerates, claystones, coals; (4) Lower Cretaceous red conglomerates, sandstones, siltstones, claystones; (5) greenschist mylonitization zones; (6) pre-Mesozoic peneplanation surface overlain by Mesozoic deposits; (7) structural lines; (8) faults

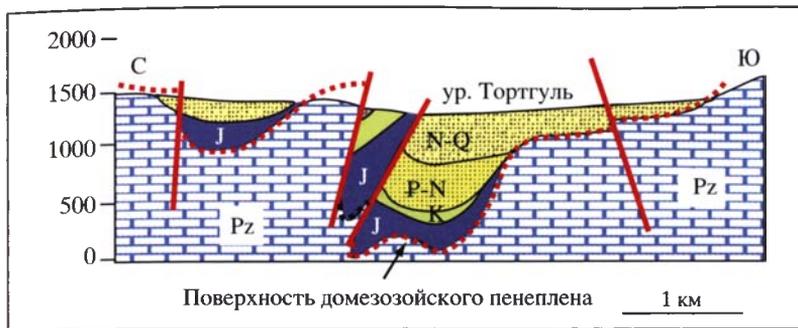


**Рис. 1.5.13.** Деформация поверхности домезозойского пенеплена в районе Фанских гор

1 – метаморфические сланцы (ордовик – силур); 2 – известняки и мраморы (верхний силур – нижний девон); 3 – терригенные кремнисто-карбонатные и флишоидные отложения (средний девон – нижний карбон) и верхнепалеозойский флиш; 4 – конгломераты, песчаники, гипсы, глины, известняки, угли (мезозой–кайнозой); 5 – гранитоиды Центрально-Гиссарского батолита; 6 – разломы; 7 – зоны повышенного расщепления и милонитизации; 8 – структурные линии и линии напластования; 9 – плоскость домезозойского пенеплена

**Fig. 1.5.13.** Deformation of pre-Mesozoic peneplanation surface, the Fan Mountains area

(1) Ordovician–Silurian metamorphic schists; (2) Upper Silurian–Lower Devonian limestones and marbles; (3) Middle Devonian–Lower Carboniferous terrigenous, cherty-carbonate, flyschoid deposits and Upper Paleozoic flysch; (4) Mesozoic–Cenozoic conglomerates, sandstones, gypsum, claystones, limestones, coals; (5) granitoids of the Central Gissar batholith; (6) faults; (7) foliation and mylonitization zones; (8) structural and bedding lines; (9) pre-Mesozoic peneplanation surface

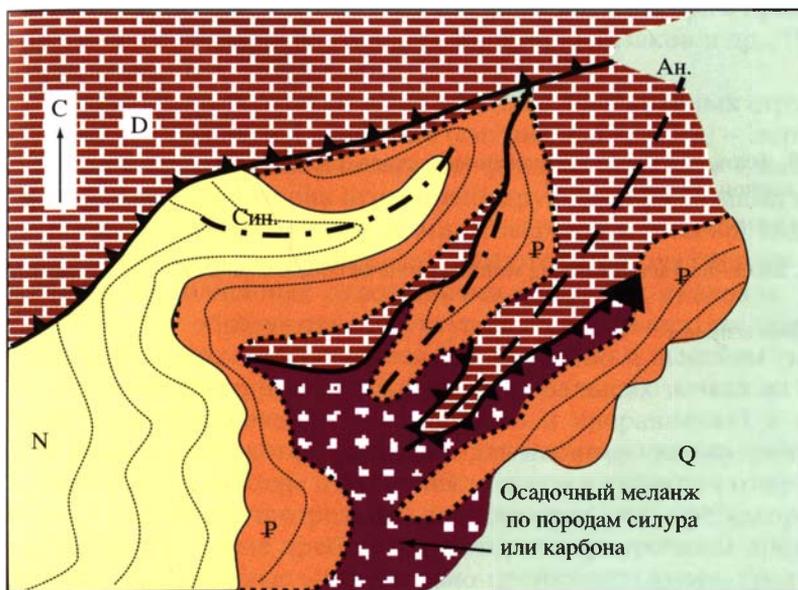


**Рис. 1.5.14.** Поперечный профиль одной из впадин, приуроченных к Курганакской шовной зоне (по: [Несмеянов, Бархатов, 1978])

Объяснения в тексте

**Fig. 1.5.14.** Transverse profile of one depression in the Kurganak suture zone

See explanation in the text

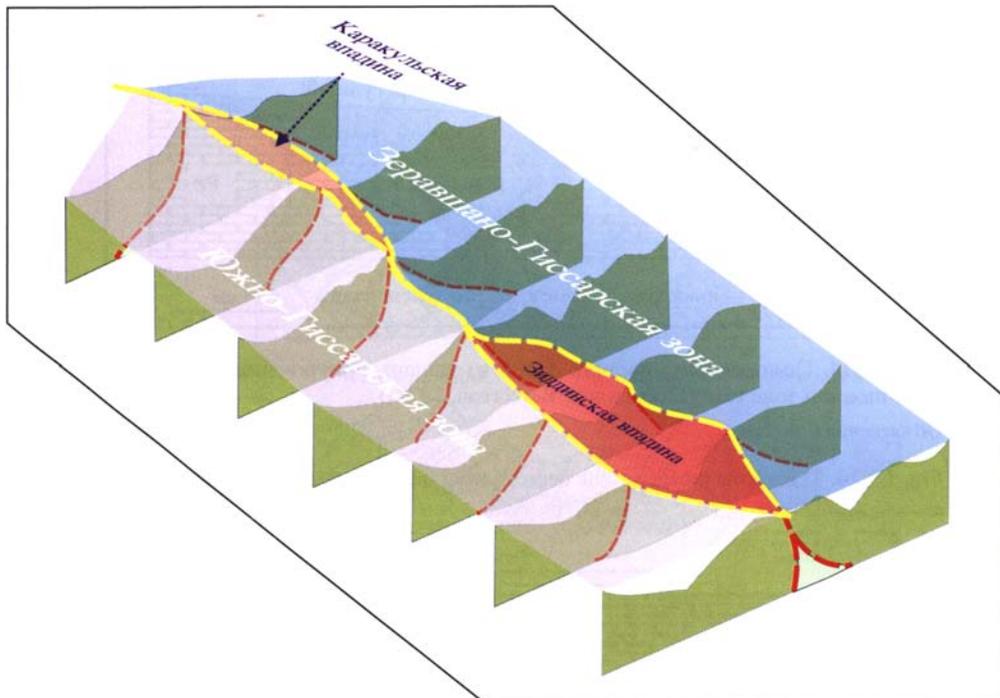


**Рис. 1.5.15.** Осадочный меланж (тектониксит) по песчано-глинистым породам силура в пределах Шахристан-Ляйлякской впадины, приуроченной к Курганакской шовной зоне

Объяснения в тексте

**Fig. 1.5.15.** Sedimentary melange (tectonic mixtite) of Silurian sandstones and shales, the Shakhristan-Lyailyak basin in the Kurganak suture zone

See explanation in the text



**Рис. 1.5.19.** Блок-диаграмма, отражающая стиль строения коллизионных швов Гиссаро-Алайской горной системы

Объяснения в тексте

**Fig. 1.5.19.** Block-diagram illustrating structural style of collision sutures in the Gissar–Alai mountain system

See explanations in the text

Мощность их 500–800 м, в отдельных впадинах (Магианская) 1500 м. Четвертичные образования также широко распространены в пределах многих впадин. Они представлены песками, суглинками, галечниками. Мощность отложений 300–500 м.

Кроме типичных отложений межгорных прогибов, в четвертичное время формируются шлейфы своеобразных пород – грубообломочных карбонатных брекчий, относимых нами к категории тектоно-гравитационных микститов. Они будут подробнее рассмотрены ниже. Неоген-четвертичные отложения являются ярким свидетельством интенсивных горообразовательных процессов в пределах Гиссаро-Алая.

## ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИН

### Каракульская впадина

Впадина приурочена к Каракуль-Зиддинской тектонической зоне, которая протягивается узкой (0–5 км) полосой в общем тянь-шаньском направлении на расстояние более 300 км. Описание этой структуры и Зиддинской впадины, о которой речь пойдет ниже, дано по данным автора с привлечением материалов многих исследователей (например: [Казаков и др., 1985; Несмеянов, Бархатов, 1978; Таджикибеков, 1986; и др.]).

Каракульская впадина расположена на стыке двух крупных структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1.5.1; 1.5.2) – Зеравшано-Гиссарской на севере и Южно-Гиссарской (в совокупности с Османталинской) на юге. С севера и юга она ограничена крупными разломами надвигового типа и как бы зажата между ними. Северный и южный надвиги то расходятся на некоторое расстояние, то сливаются, образуя систему фестончатых структур, выполненных отложениями мезозоя и кайнозоя. В месте схождения надвигов образуются структуры «тектонического сшивания». Слияние надвигов и «схлопывание» зоны приурочено к высоким гипсометрическим уровням и фиксируется обычно в перевальных точках на высотах 3500–4000 м. При движении по простиранию и направлению к долинам надвиги постепенно расходятся, открывая для наблюдения внутренние части зоны. Фестончатые выходы отложений мезозоя и кайнозоя отвечают относительным (но достаточно резким) понижениям рельефа (депрессиям), которые разделяют горные хребты и к которым приурочены продольные речные долины, заполняемые аллювиально-пролювиальными, преимущественно грубообломочными отложениями. В рассматриваемом сегменте выделяются две впадины – Каракульская и Зиддинская.

В изученном районе (в бассейне р. Каракуль) (рис. 1.5.6, см. вклейку; 1.5.7, см. вклейку) могут быть выделены четыре тектонических элемента, различающихся внутренней структурой и набором формаций: Гиссарская зона – область развития гранитоидов Гиссарского батолита и обрамляющих его отложений нижнего–среднего палеозоя; собственно Каракуль-Зиддинская зона – область развития верхнепалеозойского флиша и мезозойско-кайнозойских отложений; Хазрет-Дукдонская зона – область развития карбонатных отложений верхнего силура–карбона; Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская) зона – область развития полифациальных отложений ордовика–карбо-

на и сформированных по ним метаморфических зеленых сланцев. Общий тектонический стиль описываемого участка определяется серией тектонических надвигов и покровов, наклоненных во встречном направлении, сложноскладчатой структурой флишевых отложений центральной части зоны и наличием двух структурных этажей в пределах собственно Каракульской зоны – палеозойского и мезозойско-кайнозойского, разделенных разрывом и угловым несогласием. В современном рельефе этого сегмента Южного Тянь-Шаня Каракульской зоне отвечает относительная депрессия (Каракульская впадина). Впадина зажата между надвинутыми на нее с севера и юга и резко возвышающимися в рельефе образованиями соседних структурно-формационных зон.

К югу от Каракульской впадины расположена Гиссарская зона, в пределах которой развиты (на данном участке) толщи кристаллических известняков нижнего карбона, серия монотонных глинисто-карбонатных пород муринской свиты, предположительно среднекаменноугольных, и гранитоиды Гиссарского батолита. Все эти образования отделены друг от друга разломами (контакт с гранитоидами часто интрузивный) и в целом в виде системы тектонических чешуй надвинуты к северу на отложения Каракульской впадины. Вдоль поверхности надвига широкой полосой (до 100 м) протягивается зона тектонических брекчий и милонитов. Поверхность сместителя волнистая, углы падения 20–80°. Висячем крыле к плоскости надвига подходят различные горизонты и породы Гиссарской зоны, вплоть до гранитоидов Гиссарского батолита. В ряде мест палеозойские породы Гиссарской зоны надвинуты не только на палеозойские толщи Каракульской впадины, но и на отложения мезозоя и кайнозоя.

С севера образования Каракульской зоны, как и с юга, по надвигу перекрыты карбонатными толщами Хазрет-Дукдонской зоны, которые структурно соответствуют тектоническим покровам известняков девона–карбона, залегающим в виде аллохтонных останцов на флишево-молассовых толщах верхнего палеозоя в районе описанной ниже Зиддинской впадины. Поверхность сместителя этого разрыва падает в северном направлении под углами 20–40°, иногда несколько круче. Массив карбонатных пород разбит серией разрывов на отдельные чешуи и тектонические клинья, но смещения по разрывам незначительны. Западное окончание выхода девонских известняков (в пределах карты) представляет собой останец тектонического покрова, залегающий на флише. Этот надвиг дораннемеловой, так как отложения нижнего мела запечатывают его. Породы Хазрет-Дукдонской зоны (а восточнее – и Каракульской), в свою очередь, с севера тектонически перекрыты полифациальными образованиями Зеравшано-Гиссарской зоны (Ягнобской – в более восточных районах). Породы этой зоны формируют серию тектонических клиньев и чешуй различной мощности и протяженности, и они испытали структурно обусловленный дислокационный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Пластичные разности смяты в складки с осевыми плоскостями, наклоненными на север.

Центральную часть района образует собственно Каракульская зона. Ее осевую полосу слагают отложения верхнепалеозойского флиша с прослоями и линзами конгломератов, брекчий и тектоно-гравитационных микститов. Во флишевую толщу включены отдельные протяженные и мощные пластины известняков, предположительно каменноугольные (олистоплаки,

конседиментационные покровы). Флишевые толщи смяты в мелкие складки, образующие веерообразную (раскрывающуюся книзу) структуру. В южной и северной частях области породы флиша раздроблены, развальцованы, пласты песчаников разорваны и будинированы. Флиш в этих зонах превращен в тектоническую смесь – осадочный меланж. Северный участок меланжированного флиша приурочен к надвигу, по которому флиш перекрыт известняками Хазрет-Дукдонского типа. В целом породы флиша образуют как бы антиклинальную складку с падением слоев на крыльях в противоположных направлениях. Однако на основании обнаруженных следов обратной градационной слоистости (признак в данном случае неоднозначный вследствие наличия мелкой складчатости) и по аналогии с Зиддинской впадиной (см. ниже) можно предположить, что здесь мы имеем дело с веерообразной синклиналью с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями.

Сложнодислоцированные и меланжированные флишевые отложения с размывом, а также угловым (до  $90^\circ$ ) и стратиграфическим несогласием, перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями (см. рис. 1.5.5). В восточной части впадины отмечены фрагменты юрских пород, которые со стратиграфическим несогласием перекрыты отложениями красноцветного нижнего мела и терригенно-глинисто-карбонатными отложениями верхнего мела. Мощность меловых отложений не более 150–200 м. На меловые породы со стратиграфическим перерывом налегают отложения олигоцена–неогена, представленные красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощность их порядка 600 м. Четвертичные отложения представлены здесь гляциальными, склоновыми, аллювиальными отложениями среднеплейстоценового – голоценового возраста.

Отложения мезозоя и кайнозоя, образуя единую последовательность напластования, слагают асимметричную синклиналь с круто залегающим южным крылом, срезанным разломом. Синклиналь осложнена перегибами второго порядка, осложняющими ее строение. Такие флексуорообразные перегибы пластов наблюдаются вдоль южного ограничения, где внутри пород неогена развиты также небольшие срывы надвигового типа. Резкий флексурный перегиб отмечен и на северном крыле синклинали, где толщи мезозойско-кайнозойских пород переходят в практически горизонтальное положение (угол падения не более  $10^\circ$ ). Внутрислоевые тектонические деформации мезозойских и кайнозойских толщ практически отсутствуют, однако наблюдается изменение мощности отдельных горизонтов по латерали, причем на очень незначительном расстоянии. Особенно четко это явление проявлено в карбонатных и гипсоносных толщах, что может служить косвенным указанием на их тектоническое перетекание, как это установлено, например, для близких по возрасту и составу пород [Давидзон и др., 1982].

Обратим внимание на положение плоскости домезозойского несогласия, которая соответствует поверхности палеозойского фундамента и в то же время поверхности домезозойского (в данном случае домелового) пенеплена. На блок-диаграмме видно, что эта плоскость испытала интенсивные деформации, о чем свидетельствуют ее наклон местами до  $70\text{--}80^\circ$  и резкие флексуорообразные перегибы, причем без разрыва сплошности самой поверхности, т.е. она испытала пликативные деформации, которые можно наблюдать вследствие наличия глубокого эрозионного вреза. Отметим, что

наиболее интенсивная деформация флишевых толщ, расположенных ниже поверхности несогласия, и их меланжирование приурочены пространственно к области наибольшей деформации поверхности палеозойского фундамента.

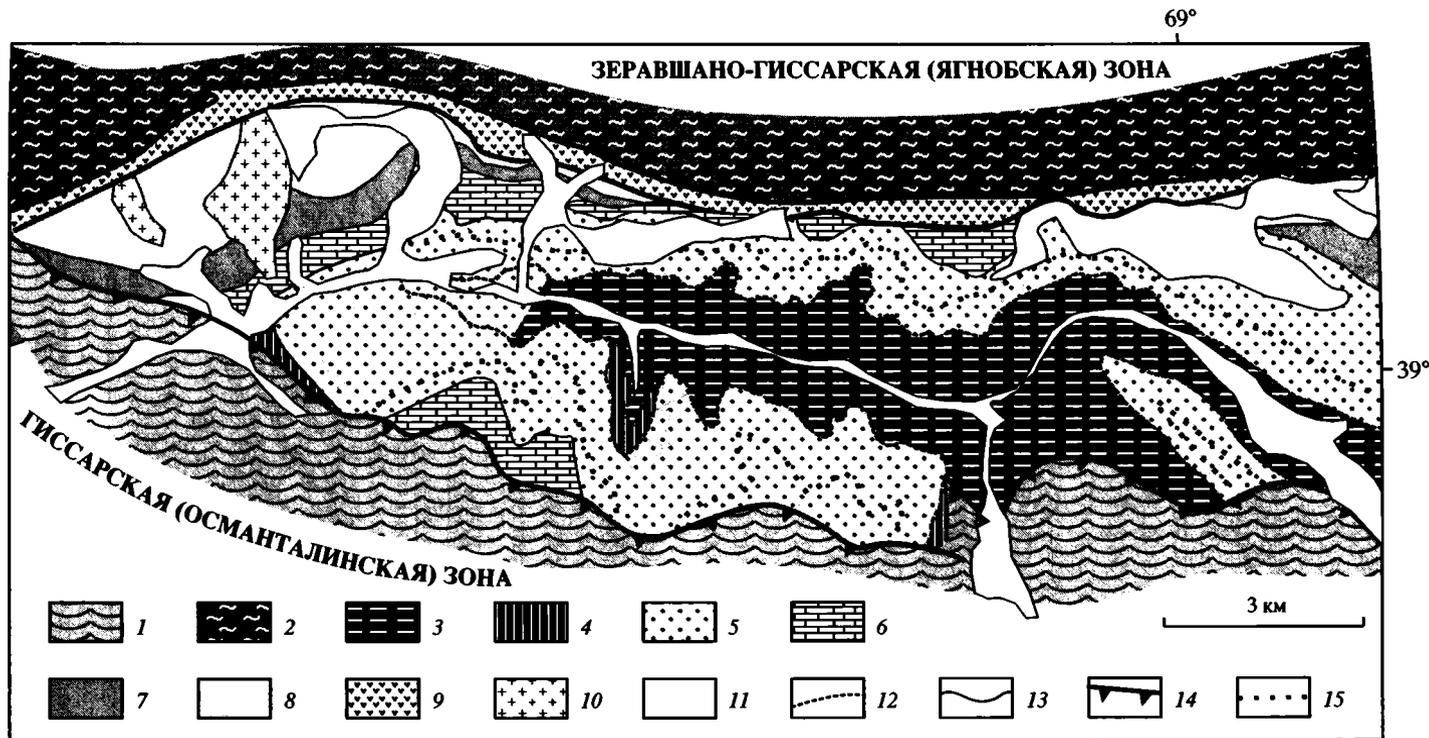
Таким образом, верхний и нижний структурный этажи различаются интенсивностью и стилем деформаций. Породы нижнего яруса интенсивно дислоцированы, смяты в складки, меланжированы. Породы верхнего яруса образуют относительно простую синклинальную складку, крылья которой осложнены флексуобразными перегибами, внутренние деформации отсутствуют. Но плоскость, разделяющая структурные этажи, испытала достаточно интенсивную пликативную деформацию без разрыва сплошности. Изгибание поверхности домезозойского пенеплена без разрыва сплошности стало возможным вследствие того, что породы флиша подверглись в зонах наибольшего изгиба меланжированию, потеряли внутреннюю связность и поэтому приобрели возможность объемного хрупко-пластического течения.

### **Зиддинская впадина**

Эта структура, как и Каракульская, является принадлежностью Каракуль-Зиддинской тектонической зоны (см. рис. 1.5.1, см. вклейку; 1.5.2; рис. 1.5.8; 1.5.9) и [Леонов М., 1995]. Зиддинская впадина расположена между водоразделами Гиссарского хребта (на севере) и хребтами Османтала и Санги-Навишта – на юге. В строении мезозойско-кайнозойской впадины участвуют эпиплатформенные и орогенные отложения от триаса до четвертичных включительно, которые залегают с разрывом и с резким угловым несогласием на подстилающих породах палеозойского фундамента. Краткое описание разреза впадины выглядит следующим образом [Таджибеков, 1986]. Триас (10–20 м) представлен продуктами коры выветривания по палеозойскому субстрату. Юрские отложения (до 100 м) сложены песчаниками, глинами с линзами и пластами каменных углей, гравелитами и конгломератами. Нижний мел (250 м) – в основном континентальные красноцветные песчаники и конгломераты, верхний мел (300 м) – морские известняки, глины и песчаники. Палеогеновые отложения (200 м) имеют также мелководноморской генезис и представлены алевролитами, глинами, известняками и доломитами; с олигоцена начинают преобладать красноцветные песчаники, алевролиты и глины. Неоген (350 м) сложен в нижних горизонтах разреза песчаниками с прослоями алевролитов и песчаных глин, а в верхних – розовато-бурыми песчаниками, гравелитами и конгломератами собственно орогенного комплекса.

Общие закономерности тектонического строения Зиддинской структуры видны из рис. 1.5.8 и 1.5.9, сходны с таковыми описанной выше Каракульской впадины и не нуждаются в подробном комментарии. Отмечу лишь главные особенности, определяющие тектонический стиль зоны в этом регионе.

Структура Зиддинской впадины в генеральном плане представляет собой мегасинклиналь, выполненную сложно построенными отложениями палеозойского складчатого основания и перекрывающими их отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. Синклиналь зажата между крупными протяженными разрывами: с юга это Главный Гиссарский разлом, с севера – Анзобский взброс. Синклиналь имеет асимметричное строение и выражена по-разному в отложениях основания и отложениях чехла. Породы основания

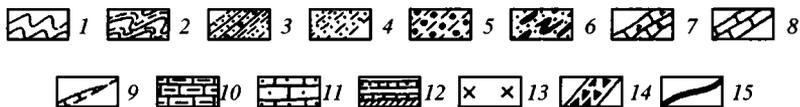
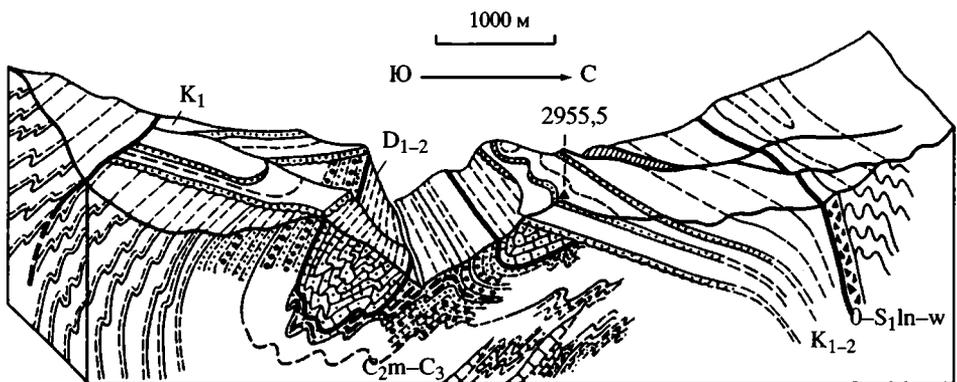
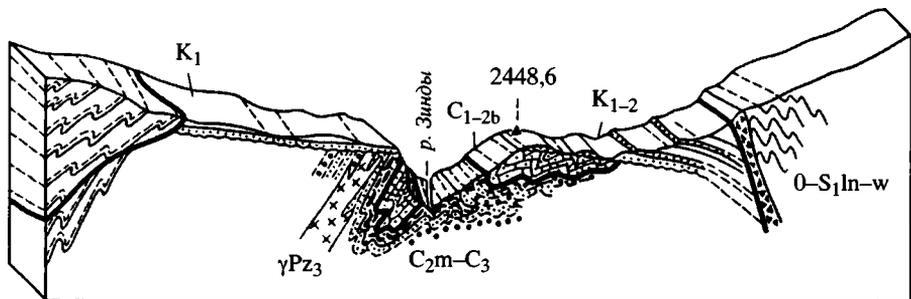
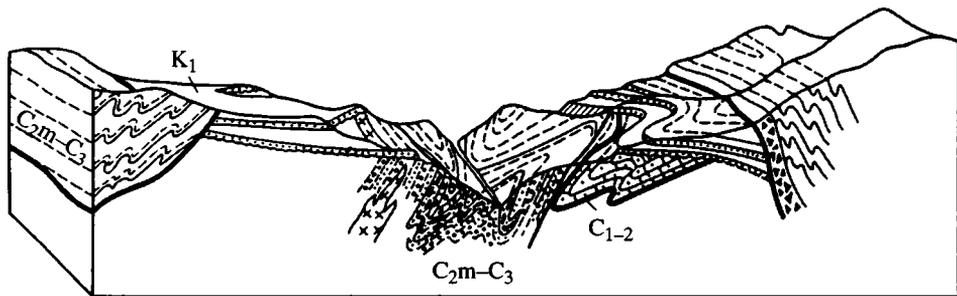
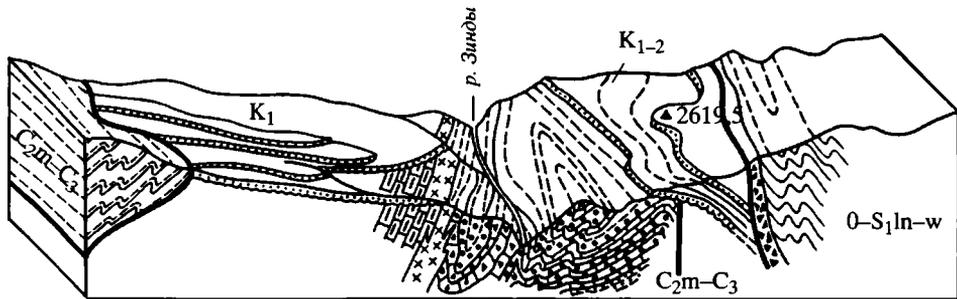


**Рис. 1.5.8.** Схематическая геологическая карта района Зиддинской впадины

1 – Гиссарская (Османтилинская) зона; 2 – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская) зона; 3 – складчато-метаморфическое палеозойское основание Каракуль-Зиддинской структуры; 4–8 – мезозойско-кайнозойские отложения Зиддинской впадины: 4 – юра, 5 – нижний мел, 6 – верхний мел, 7 – палеоцен – эоцен, 8 – олигоцен – миоцен; 9 – тектонические брекчии; 10 – шлейфы современных тектоно-гравитационных карбонатных микститов; 11 – четвертичные отложения; 12–15 – границы: 12 – стратиграфические трансгрессивные и маркирующие угловое несогласие, 13 – стратиграфические нормальные, 14 – структурно-формационных зон, надвиговые, 15 – внутриформационные маркирующие

**Fig. 1.5.8.** Schematic geologic map of the Zidda depression

(1) Gissar (Osmantala) zone; (2) Zeravshan-Gissar (Yagnob) zone; (3) Paleozoic fold-metamorphic basement of the Karakul-Zidda structure; (4) Jurassic, (5) Lower and (6) Upper Cretaceous, (7) Paleocene-Eocene, and (8) Oligocene-Miocene deposits of the Zidda depression; (9) tectonic breccias; (10) aprons of recent tectono-gravitational carbonate mixtures; (11) Quaternary deposits; (12) transgressive contacts and levels of angular discordance, (13) normal stratigraphic boundaries, (14) thrust-fault boundaries of structural formation zones, (15) intraformational reference horizons



и породы чехла образуют два структурных яруса, дислокация которых резко различна.

Структура палеозойских отложений в генеральном плане представляет собой сложно построенную мегасинклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Южное крыло запрокинуто сильнее, и структура вследствие этого имеет асимметричное строение. С юга на палеозойские толщи тектонически надвинуты граниты Центрально-Гиссарского батолита и палеозойские породы Османталинской зоны. С севера отложения Зиддинской котловины ограничены поверхностью надвига Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) зоны. Из южного запрокинутого крыла мегасинклинали, которое сложено флишевыми отложениями майхуринской свиты среднего–верхнего карбона, развивается надвиг. По нему нижние горизонты палеозойского разреза перекрывают чехольные отложения мезозоя и кайнозоя. По падению и простирацию надвиг затухает в отложениях майхуринской свиты, но при движении на запад и восток он вновь проявлен в бортах межгорных впадин.

Мегасинклиналь осложнена двумя асимметричными синклинальными складками второго порядка, сопряженными через сильно сжатую гребневидную антиклиналь. Оси складок ориентированы в направлении запад-северо-запад–восток-юго-восток несколько косо по отношению к генеральному простирацию оси всей структуры, указывая на наличие сдвиговой составляющей; падение осевых плоскостей ЮЮЗ  $\angle 60\text{--}70^\circ$ . Крупные складки осложнены более мелкими, приуроченными к замкам крупных пликативных структур либо осложняющими напластование тонкослоистых песчано-глинистых и карбонатных пород. В результате возникает внутрисластовая дисгармоничная складчатость. Ядра синклинальных складок сформированы телами конседиментационных тектонических покровов, сложенных известняками нижнего–среднего девона.

Отложения мезозоя–кайнозоя, залегая трансгрессивно и резко несогласно на палеозойском складчатом основании, также образуют синклиналь, но более простую, с пологим, практически горизонтальным днищем, образующим в центре впадины пологий антиклинальный перегиб. В прибортовых

**Рис. 1.5.9.** Тектоническая структура Зиддинской впадины (центральная и восточная части)

1 – доломиты, известняки, зеленые сланцы Ягнобской тектонической зоны (ордовик–силур); 2 – глинистые сланцы и песчанки (флиш) майхуринской свиты (средний–верхний карбон); 3–10 – отложения зиддинской свиты (московский ярус среднего карбона – верхний карбон, возможно нижняя пермь): 3 – глинистые сланцы, песчанки, прослои оползневых брекчий, 4 – глинистые сланцы, алевролиты, песчанки, 5 – песчанки, конгломераты, 6 – песчано-глинистые толщи хаотического строения (гравитационные микститы), 7 – карбонатные брекчии, 8 – прослои пелитоморфных, шламовых и водорослевых известняков, 9 – пластины известняков в толще песчаников и глинистых сланцев, 10 – мраморы, 11 – известняки девона и нижнего – среднего карбона (конседиментационные тектонические покровы), 12 – трансгрессивное налегание мезозойских отложений, маркирующие горизонты, 13 – гранодиориты, диориты, 14 – зона тектонического дробления, 15 – надвиги и прочие разломы

**Fig. 1.5.9.** Tectonic structure of the Zidda depression (central and eastern areas)

(1) dolomites, limestones and greenschists of the Yagnob tectonic zone (Ordovician–Silurian); (2) shales and sandstones (flysch) of the Maikhura Formation (Middle–Upper Carboniferous); (3–10) deposits of the Zidda Formation (Moscovian Stage of the Middle Carboniferous – Upper Carboniferous, probably Lower Permian): (3) shales, sandstones, interlayers of landslide breccias, (4) shales, siltstones, sandstones, (5) sandstones, conglomerates, (6) sand-clayey sequences of chaotic structure (gravitational mixitites), (7) carbonate breccias, (8) interlayers of pelitomorphic, impure and algal limestones, (9) limestone slabs in sandstone–shale sequence, (10) marbles, (11) Devonian to Lower–Middle Carboniferous limestones (syndimentary tectonic nappes), (12) transgressive onlap of Mesozoic deposits, reference horizons, (13) granodiorites, diorites, (14) zone of tectonic brecciation, (15) thrust faults and other faults

частях синклиналь осложнена единичными напряженными крупноамплитудными складками. На центральном пересечении впадины чехольные отложения на севере полого наклонены под Анзобский взброс, а на юге залегают со слабым наклоном к северу и срезаны Гиссарским разломом. Однако при движении к западу эти два надвига сходятся и образуют структуру тектонического сшивания. В этих местах отложения чехла образуют, как и в Каракульской впадине, веерообразную синклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Однако интересно отметить, что Гиссарский разлом при движении по простиранию в восточном направлении смещается в поле флишевых пород палеозойского основания и затухает в его пределах. Но восточнее он снова проявлен на границе этих двух комплексов. В соответствии с деформацией чехольных комплексов деформирована и поверхность домезозойского пенеплена, причем – и это важно – днище впадины в ее центре деформировано слабее, чем в краевых частях.

Отметим, что Зиддинская впадина, как и Каракульская, пространственно совпадает с областью распространения верхнепалеозойского флиша, что может свидетельствовать о развитии данной структуры унаследованно от палеозойского этапа.

### Зеравшанская впадина

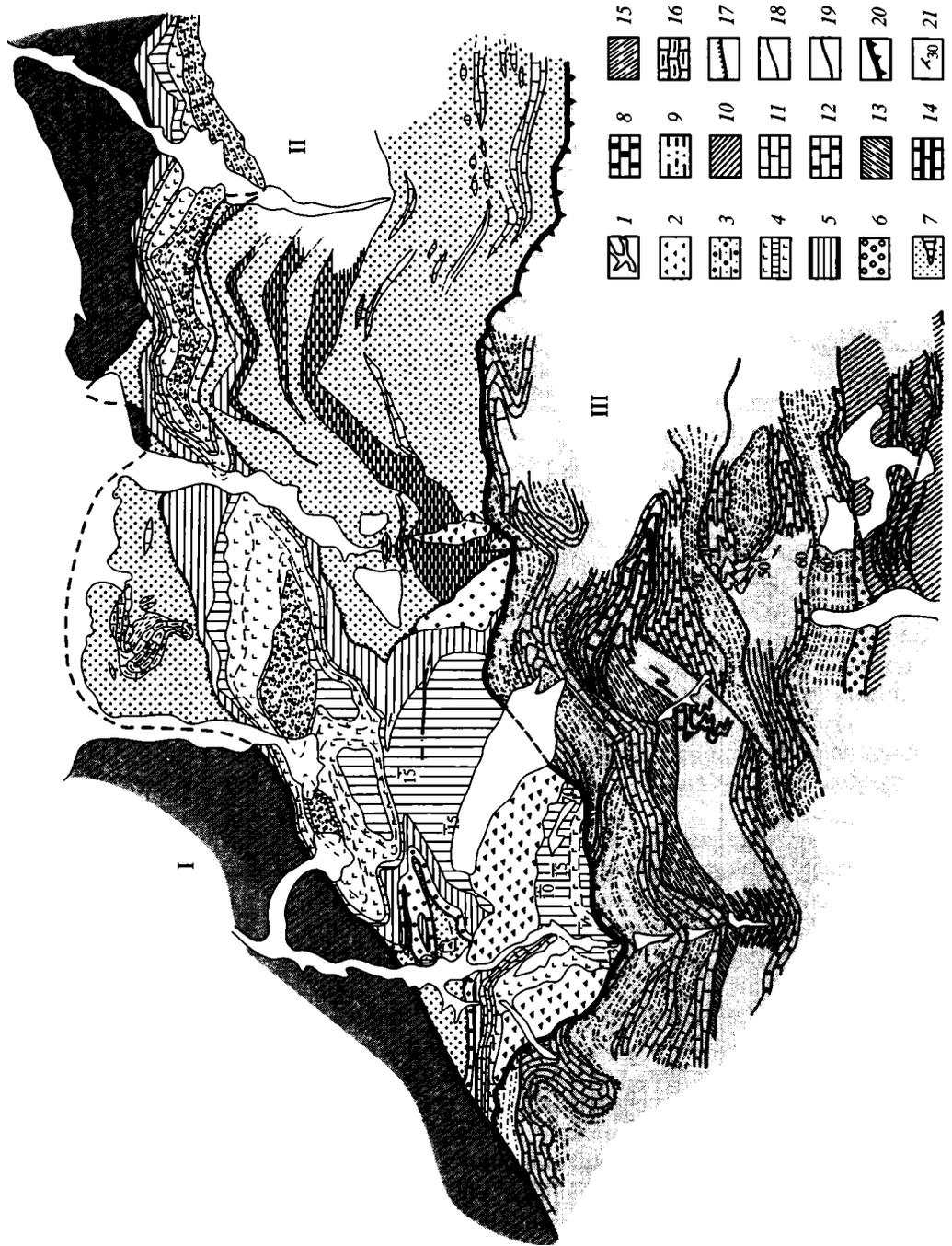
Структура находится в пределах одноименной тектонической зоны (см. рис. 1.5.2; рис. 1.5.10; 1.5.11). Зеравшанская зона расположена на стыке двух крупнейших структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня, отделяя друг от друга Зеравшано-Гиссарскую (на юге) и Зеравшано-Туркестанскую

**Рис. 1.5.10.** Геологическая карта района Зеравшанской впадины (бассейны ручьев Риват, Вашан, Мадм)

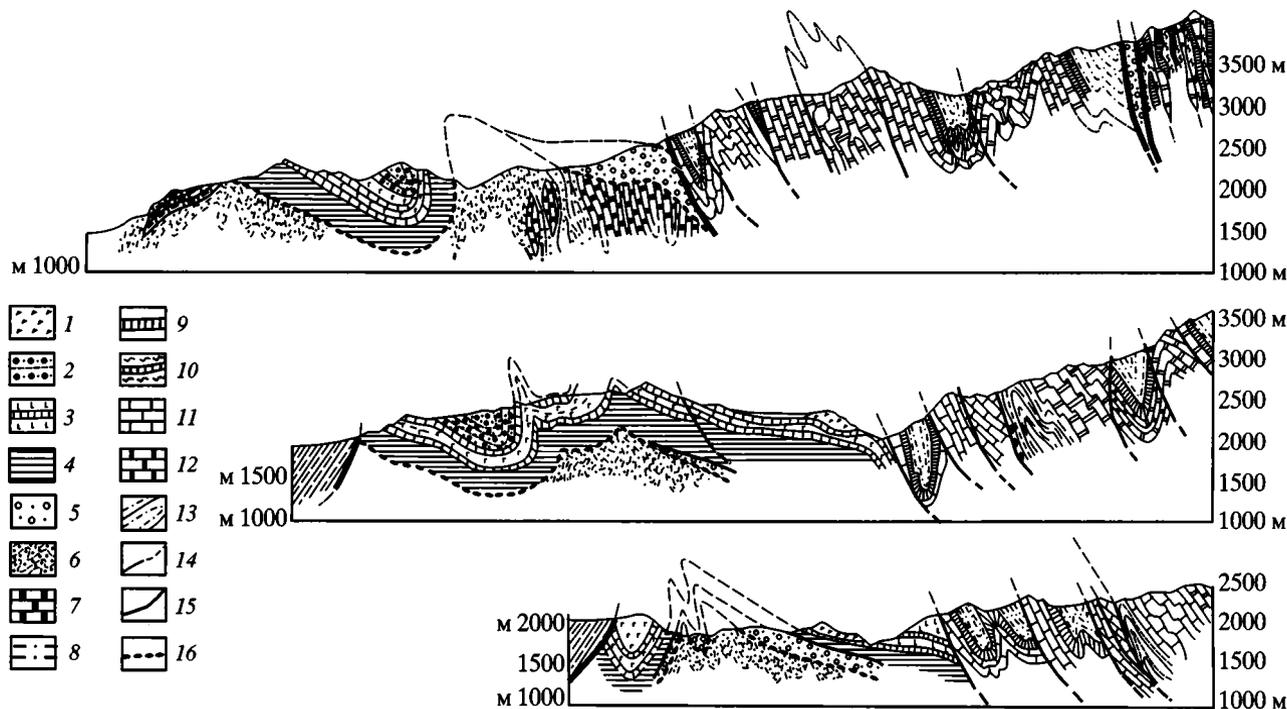
1 – четвертичные отложения; 2 – четвертичные тектоно-гравитационные микститы; 3 – олигоцен–неоген: конгломераты, песчаники, глины; 4 – верхний мел–палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы (вертикальная штриховка – маркирующие горизонты известняков и карбонатных песчаников); 5 – верхний мел: конгломераты, песчаники, глины; 6 – лясас: конгломераты, песчаники; 7 – верхнепалеозойский флиш с глыбами и олистоплаками известняков  $C_{1-2}$ ; 8 – средний (нижний ?) карбон: известняки, кремни; 9, 10 – девон–нижний карбон: кремни, терригенные отложения; 9 – в фации зеленых сланцев, 10 – неметаморфизованные; 11 – верхний лудлов: известняки; 12 – нижний лудлов: известняки, доломиты; 13, 14 – лландоверий–венлок: 13 – преимущественно известняки, 14 – преимущественно терригенные породы, зеленые сланцы; 15 – нижний силур: песчано-сланцевые толщи Зеравшано-Туркестанской зоны; 16 – олистолит, сложенный породами кштут-урметанского типа разрезом; 17 – граница трансгрессивного залегания мезозоя–кайнозоя на палеозойском фундаменте (поверхность домезозойского пенеплена); 18 – стратиграфические границы; 19 – разломы; 20 – границы структурно-формационных зон; 21 – элементы залегания. Римские цифры: I – Зеравшано-Туркестанская зона; II – Зеравшанская зона; III – Зеравшано-Гиссарская зона

**Fig. 1.5.10.** Geologic map of the Zerafshan trough (basins of Rivat, Vashan and Madm creeks)

(1) Quaternary deposits; (2) Quaternary tectono-gravitational mixtites; (3) Oligocene–Neogene conglomerates, sandstones and claystones; (4) Upper Cretaceous–Paleogene marls, claystones, sandstones, gypsum (vertical hatching denotes reference horizons of limestones and carbonate sandstones); (5) Upper Cretaceous conglomerates, sandstones and claystones; (6) Liassic conglomerates and sandstones; (7) Upper Paleozoic flysch with slabs and blocks of limestones  $C_{1-2}$ ; (8) Middle (Lower ?) Carboniferous limestones and cherts; (9), (10) Middle Devonian–Lower Carboniferous cherts and terrigenous deposits: (9) nonmetamorphic, (10) greenschists faces; (11) upper Ludlovian limestones; (12) lower Ludlovian limestones and dolomites; (13) predominantly limestones and (14) predominantly terrigenous rocks (greenschists) of the Llandoveryan–Wenlockian; (15) Lower Silurian sandstone-shale sequences of the Zerafshan-Turkestan zone; (16) olistolith composed of rocks characteristic of the Kshut-Urmetan section; (17) boundary demarcating transgressive onlap of Mesozoic–Cenozoic sediments onto Paleozoic basement (pre-Mesozoic penetration surface); (18) stratigraphic boundaries; (19) faults; (20) boundaries of structural-formation zones; (21) attitude of bedding Roman numerals: I – Zerafshan-Turkestan zone, II – Zerafshan zone, III – Zerafshan-Gissar zone



- |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |



**Рис. 1.5.11.** Геологические профили к карте на рис. 1.5.10

1 – современные тектоно-гравитационные микститы; 2 – олигоцен–неоген (красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты); 3 – верхний мел–палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы, известняки; 4 – верхний мел (песчаники, глины); 5 – юра (конгломераты, песчаники); 6 – верхнепалеозойский флиш; 7 – нижний–средний карбон (известняки, кремни); 8 – средний девон–нижний карбон (песчаники, сланцы); 9 – средний девон–нижний карбон (кремни, известняки); 10 – то же в фации зеленых сланцев; 11 – верхний лудлов (известняки); 12 – нижний лудлов (известняки, доломиты); 13 – нижний силур (терригенные породы, зеленые сланцы); 14 – разломы; 15 – границы структурно-формационных зон; 16 – поверхность домезозойского пенеplanationa

**Fig. 1.5.11.** Geologic profiles to map shown in Fig. 1.5.10

(1) recent tectono-gravitational mixtites; (2) Oligocene–Neogene red sandstones, gravelstones, conglomerates; (3) Upper Cretaceous–Paleogene marls, claystones, sandstones, gypsum, limestones; (4) Upper Cretaceous sandstones, claystones; (5) Jurassic conglomerates, sandstones; (6) Upper Paleozoic flysch; (7) Lower–Middle Carboniferous limestones, cherts; (8) Middle Devonian–Lower Carboniferous sandstones, shales; (9) Middle Devonian–Lower Carboniferous cherts, limestones; (10) ditto metamorphosed in greenschist facies; (11) upper Ludlovian limestones; (12) lower Ludlovian limestones, dolomites; (13) Lower Silurian terrigenous rocks, greenschists; (14) faults; (15) boundaries of structural-formation zones; (16) pre-Mesozoic peneplanation surface

(на севере) зоны [Геология..., 1959; Кухтиков, 1968 ; Несмеянов, Бархатов, 1978; Леонов М., 1989]. Зеравшанская зона протягивается на многие сотни километров в широтном направлении и имеет ширину, не превышающую нескольких километров. В современном рельефе Зеравшанской зоне отвечает относительная депрессия, к которой приурочены долина р. Зеравшан, а также ряд мелких вытянутых в общетяньшаньском направлении впадин, выполненных отложениями мезозоя и кайнозоя.

Зеравшано-Туркестанская зона в данном районе представлена комплексом (до 4000 м) терригенного лландовери-венлокского флиша. Тектонический стиль зоны определяется серией разномасштабных асимметричных и запрокинутых к югу складок и надвигов [Рогожин, 1977]. Морфология структур и их ориентировка указывают на надвигание горных масс в южном направлении.

Зеравшано-Гиссарская зона – чрезвычайно сложно построенная тектоническая единица. Ее структура представляет собой серию тектонических чешуй, разделенных крутыми надвигами, которые с глубиной несколько выполаживаются. Общее направление движения масс, как явствует из ориентировки структурных элементов – вергентности надвигов, осевых поверхностей складок, положения гофрировки, кинкзон и пр., – с юга на север, т.е. обратное тому, которое наблюдается в Зеравшано-Туркестанской зоне. Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская зоны контактируют с расположенной между ними Зеравшанской зоной по крупным протяженным разрывам надвигового типа. Надвиги наклонены во встречном направлении; крутые в верхней своей части, они выполаживаются книзу. В месте схождения северного и южного надвигов образуется субвертикальный сутурный шов (зона тектонического сшивания), по которому приходят в соприкосновение отложения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской зон. Таким образом, Зеравшанская зона представляет собой клин, зажатый между двумя разрывами и расширяющийся книзу и в восточном направлении. Как уже говорилось, ей соответствует впадина, выполненная комплексом отложений альпийского возраста.

В пределах Зеравшанской зоны выделяются два структурных этажа, разделенных поверхностью размыва и резкого (до 90°) углового несогласия. Нижний этаж отвечает палеозойскому складчато-метаморфическому фундаменту, верхний – платформенному и молассовому чехольным комплексам. Нижний этаж сложен каменноугольными отложениями вашанской (C<sub>1-2</sub>) и дарахтисурхской (C<sub>2-3</sub>) свит [Черенков, 1973]. Существует мнение и о несколько более древнем возрасте этих свит – намюрском для вашанской свиты и раннемосковском для дарахтисурхской [Салтовская, 1964], но в данном контексте это не имеет значения. Вашанская свита представлена толщей (до 500 м) тонкослоистых пелитоморфных известняков, полимиктовых песчаников и кремней. Дарахтисурхская сложена мощным (более 500 м) терригенным флишем с прослоями глыбовых брекчий, реже конгломератов и гравелитов, а также включает отдельные глыбы и пластины (протяженностью до 1 км и более) известняков более древнего, чем вмещающая их масса, возраста [Рогожин, 1977], в том числе и отторженцы вашанской свиты. Отложения дарахтисурхской свиты принадлежат категории флиша с телами олистостромов [Черенков, 1973] или тектоногравитационных микститов

[Леонов М., 1981]. Считавшийся ранее коренным выход отложений конденсированного кштут-урметанского типа разреза [Салтовская, 1964; Торшин, 1970] также является крупной олистоплакой или отторженцем конседиментационного покрова, залегающего в толще флишевых отложений. Этот факт показывает, что мы имеем дело с отторженцем неизвестной в коренном залегании зоны, скрытой от наблюдения в пределах сутурного шва.

Палеозойские толщи нижнего структурного этажа смяты в крутые, сжатые до изоклинальных складки с субвертикальными осевыми плоскостями и острыми замками. Пласты стоят на головах или имеют южные (на южном борту) или северные (на северном борту) падения, образуя веерообразную структуру, слегка раскрывающуюся книзу. На отдельных участках тектоническая переработка столь интенсивна, что породы теряют слоистость и стратификацию. Слои песчаников будинированы, разорваны, развальцованы; глинистые разности образуют бесструктурную массу. Возникает хаотическая структура со сложными разорванными петельчатыми складками, морфология которых свидетельствует о тектоническом перетекании материала и нагнетании отдельных объемов пород в ядра антиклинальных перегибов, образуемых плоскостью несогласия (поверхностью фундамента, плоскостью домезозойского пенеплена).

Верхний структурный этаж, отвечающий чехольным комплексам, представлен отложениями лейаса, верхнего мела, палеогена и миоцена [Геология..., 1959; Давидзон и др., 1982]. Отложения верхнего комплекса и плоскость несогласия образуют сопряженные между собой крупные синклинальную и антиклинальную складки, слегка запрокинутые к северу. Мощные компетентные конгломератовые отложения лейаса и миоцена обуславливают достаточно простые структурные формы. В ядре же антиклинальной складки, выполненном пластичными глинами, известняками и гипсами мела–палеогена, образована серия напряженных килевидных складок второго порядка. Наблюдается изменение мощности гипсовых горизонтов, связанное с субслойным тектоническим перетеканием пластичных пород.

Отложения мезозоя и кайнозоя с юга повсеместно ограничены надвигом, но если в западной части района на молодые толщи надвинуты палеозойские отложения Зеравшано-Гиссарской зоны, то восточнее надвиг сформирован из крыла запрокинутой к северу складки, образованной породами верхнепалеозойского флиша самой Зеравшанской зоны. Картина здесь практически аналогична той, которая наблюдается в Зиддинской впадине. С севера Зеравшанская зона тоже ограничена надвигом, но надвиг этот, в отличие от южного, проявлен не повсеместно – восточнее, в районе сел. Айни, разрыв уходит под трансгрессивно залегающие отложения верхнего мела.

Морфология структур Зеравшанской зоны и ее взаимоотношения с обрамляющими с юга и севера морфотектоническими элементами Южного Тянь-Шаня показывают, что тектоническая структура зоны на альпийском этапе (в неоген-четвертичное время) была сформирована в условиях двустороннего бокового сдавливания между встречными надвигами при активном

субпластическом перераспределении горных масс. Надвигание отложений соседних структурно-формационных зон приводит не только к латеральному перетеканию горных масс, но и к вертикальному их перераспределению – вдавливанию вниз с образованием молассовых впадин и выдавливанию вверх с возникновением псевдодиapiroв или, скорее, протрузий. Южный надвиг при этом более активен, чем северный. Северный на многих участках не обновлен в новейшее время; вдоль южного же разрыва образуются практически современные и современные тектоногравитационные микститы, которые слагают обширные и мощные (до 100 м) поля, примыкающие к фронту этого надвига.

Таким образом, поперечное сокращение пространства в пределах Зеравшанской зоны, помимо формирования складок и надвигов, компенсируется за счет выжимания по системе пологих надвигов отложений Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской зон и погружения (вероятно, с латеральным растеканием) образований собственно Зеравшанской зоны. В верхних горизонтах надвиги становятся более крутыми и, сходясь, образуют субвертикальный сутурный шов. Вниз, расширяясь в виде веера, отложения Зеравшанской зоны уходят под аллохтонные массы соседних структурно-формационных зон.

Движения, приведшие к оформлению структуры чехольного комплекса, изменили положение поверхности фундамента, изгибы которой конформны складкам в породах чехла. При этом в сложноскладчатых породах чехла происходит их дополнительная переработка, потеря ими внутренней связности, и они превращаются в сложно построенную тектоническую смесь – тектономикстит, или осадочный меланж. Потеря связности в результате меланжирования обеспечивает в данном случае внутреннюю 3D-подвижность горных масс фундамента и изгибание его поверхности без разрыва сплошности. Меланжирование при этом происходит в областях наиболее интенсивного изменения формы. Тектономикститы слагают ядра антиклинальных структур, диапироподобные образования и протрузивные тела. Подобные соотношения характерны и для других зон Южного Тянь-Шаня (см. ниже).

Отметим, что в пределах Зеравшанской впадины, как и в Зиддинской, вдоль надвигов, ограничивающих зону с юга, формируются плащеобразные накопления карбонатных тектоногравитационных микститов. Они представляют собой грубую хаотически построенную брекчию мощностью до 100 м. Площадь, занимаемая такими «плащами», около 10 км<sup>2</sup>. Окатанность обломков в ней очень слабая или отсутствует. Слоистость также отсутствует. Обломки и цемент представлены исключительно известняками и доломитами силурийского разреза, слагающими висячее крыло надвига. Ранее они на основании литологического состава обломков, содержащих остатки силурийской фауны, и залегания на отложениях мезозоя рассматривались как тектонические покровы. Формирование таких брекчий наряду с рядом других признаков свидетельствует о современной активности покровно-надвиговых структур, расположенных по бортам межгорных впадин.

## **Некоторые дополнительные сведения по строению межгорных впадин**

Выше на примере достаточно подробного описания Каракульской, Зиддинской и Зеравшанской впадин были показаны основные закономерности строения и некоторые черты палеотектонической эволюции отрицательных мезозойско-кайнозойских морфоструктур Зеравшано-Гиссарской горной области. Приведу краткое описание еще некоторых наблюдений и фактов, важных для дальнейших рассуждений относительно общей геодинамической эволюции региона.

Уже упоминалось, что многие межгорные альпийские впадины территориально совпадают с расположением верхнепалеозойских флишевых прогибов, вернее зон современного распространения флиша. Такая картина наблюдается в пределах Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской, Нуратау-Курганакской зон. И подобная закономерность может быть рассмотрена как свидетельство унаследованного от палеозойского этапа развития впадин. По-видимому, в определенной мере это соответствует действительности. В то же время молодые впадины формируются и вне зон распространения флиша.

В частности, система Фан-Ягнобских впадин заложилась и развивалась в поле выходов метаморфических сланцев ордовика – силура. Она во многом схожа с ранее описанными, но все же дает некоторую дополнительную информацию (рис. 1.5.12, см. вклейку). В этом районе мезозой и кайнозой образуют мощный разрез, имеющий принципиальное сходство с ранее описанными, но только резко увеличенный по мощности. Здесь очень отчетливо проявлена деформация удмезозойского пенеппена, поверхность которого образует крупные пликативные формы. В принципе днище впадин (поверхность домезозойского пенеппена) формирует синклиналильные складки со слабоволнистым пологим днищем и запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Крылья срезаны надвигами, по которым отложения мезозоя–кайнозоя тектонически перекрыты метаморфическими сланцами палеозоя. Надвиги имеют наклон во встречных направлениях и углы падения сместителей порядка 30–60°. Амплитуда перекрытия обычно не более 1–2 км. Вне области распространения чехольных комплексов надвиги не прослеживаются и по простиранию, видимо, затухают. Особенно хорошо это видно на северном борту впадины, где молодые отложения с угловым несогласием залегают прямо на палеозое.

Морфология общей структуры района Фанских гор (рис. 1.5.13, см. вклейку) и особенности деформации в зонах, прилегающих к надвигам (в пределах распространения палеозойских пород и отложений мезозоя–кайнозоя), указывают, что образование запрокинутых асимметричных (и симметричных) синклиналей связано с дифференциальными движениями по регенерированным в новейшее время древним зонам пластического течения. В результате пластического перераспределения палеозойских масс происходит одностороннее или двустороннее задавливание впадин и формирование на их границах покровно-надвиговых структур небольшой амплитуды. Течение вещества осуществляется в латеральном направлении от центра массива Фанских гор к его периферии. Ориентировка общего движения масс, фиксируемая по структуре палеозойских толщ и деформации отложений плитного чехла, показывает, что латеральное перераспределение вещества связано с

вертикально направленным односторонним давлением, которое в данном случае может быть вызвано только весом вышележащих горных пород. Реальная возможность такого перетекания создается наличием сложнорасчлененного высокогорного рельефа, приводящего к гравитационной неустойчивости горных масс.

Наблюдаемая интенсивная пликативная деформация плоскости домезозойского пенеплена практически без разрыва ее сплошности (см. рис. 1.5.13) осуществляется здесь за счет объемной подвижности пород метаморфического основания, обеспечиваемой дифференциальным хрупко-пластическим течением палеозойских масс [Леонов М., 1991, 1993].

Еще одна система молодых межгорных впадин приурочена к Нуратау-Курганакской шовной зоне [Коньгин и др., 1988], которая разделяет Зеравшано-Туркестанскую и Туркестано-Алайскую структурно-формационные зоны (см. рис. 1.5.1, см. вклейку; 1.5.2). Форма впадин и характер осадочно-го разреза в них сходны с вышеописанными. Здесь также фиксируется пликативная деформация поверхности домезозойского пенеплена, асимметрия развития и наличие «осадочных меланжей», сформированных из пород палеозоя и образующих псевдоантиклинали или протрузии (рис. 1.5.14, см. вклейку; 1.5.15, см. вклейку), прорывающие породы чехольного комплекса. В Нуратау-Курганакской зоне, как ни в какой другой, проявлены сдвиговые движения и латеральное пластическое течение, выраженное и в палеозойских, и в мезозойско-кайнозойских породах. Подробнее строении этой зоны описано в Главе 2.3.

## **ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬПИЙСКОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

### **Триас–ранний эоцен (платформа)**

Информация о вещественной и структурной истории горных масс в период от раннего триаса до раннего эоцена чрезвычайно скудна, однако некоторые предположения можно высказать. В поздней перми–раннем, среднем триасе на территории Южного Тянь-Шаня существовали платформенные условия. В это время был выработан пенеплен и формировалась площадная кора выветривания (см. рис. 1.5.6, см. вклейку; 1.5.7, см. вклейку). Платформа имела высокое стояние, и именно в это время образовались многочисленные трубки взрыва, которые вынесли на поверхность породы глубинного происхождения, свидетельствующие о значительной гетерогенности недр региона [Земная..., 1974]. Образование трубок взрыва и высокое стояние территории можно, вероятно, связывать с перенапряженным состоянием нижних горизонтов гетерогенного корового слоя, а также с процессами гравитационного, вещественного и динамического выравнивания, которые приводили к перераспределению (и преобразованию) вещества с образованием первичного «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев.

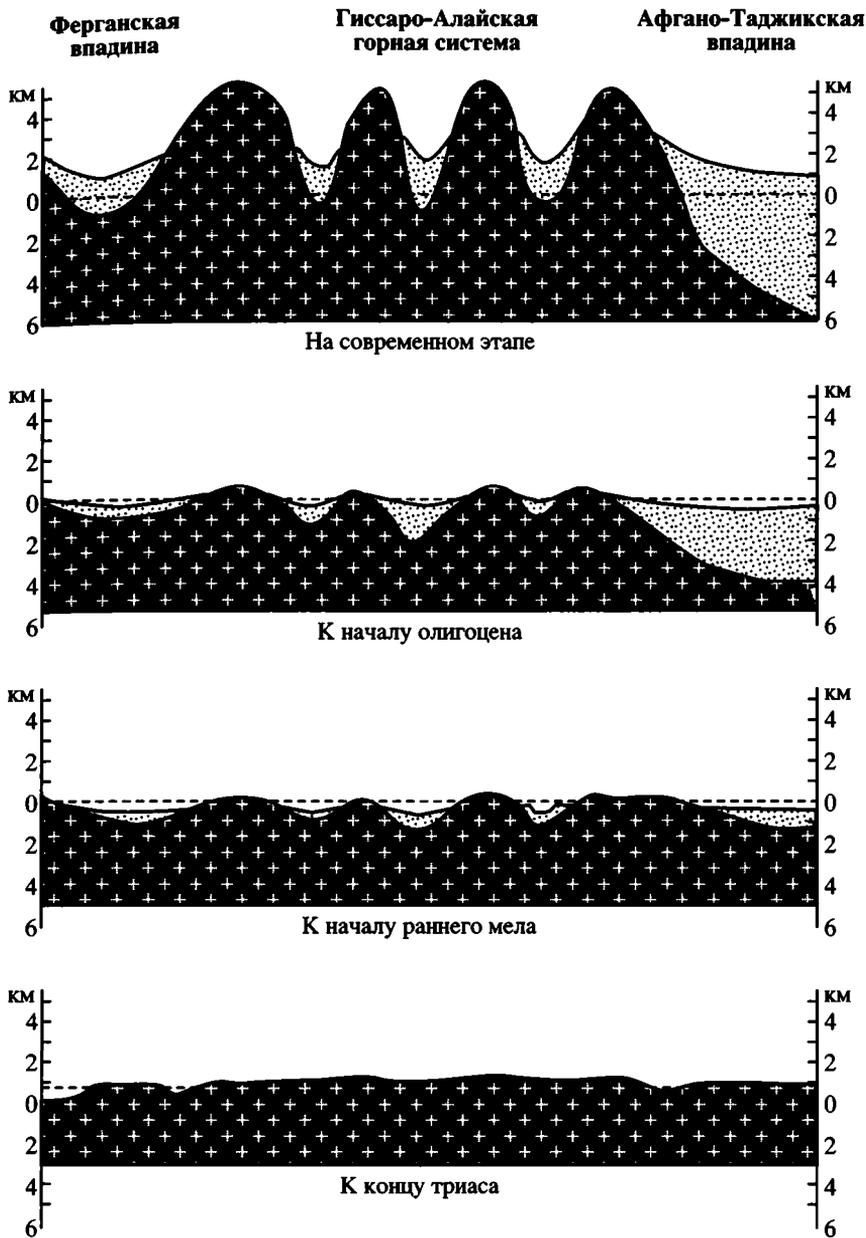
В позднем триасе, ранней и средней юре платформенный режим продолжает существовать, но отмечается некоторая активизация тектонического

режима, дифференциация рельефа, пликативная деформация докембрийского пенеппла, заложение системы прогибов и невысоких поднятий. Прогибы заполнялись преимущественно аллювиальными и болотно-озерными отложениями. В некоторых бассейнах отмечается локальное смятие. Активизация частично являлась отражением тектонических событий в соседней Памиро-Гиндукушской области [Никонов, 1990; Щерба, 1990]. Тот факт, что кора региона в это время чутко реагировала на проявление тектонических событий, имевших место в тетическом пространстве, свидетельствует об ее относительной подвижности и неполной консолидации. Однако эти процессы не связаны с общим сжатием между «жесткими» блоками, так как формирование прогибов в ряде случаев сопровождалось и некоторым растяжением, что, в частности, подтверждается наличием экструзий и потоков кварцевых порфиров в горном обрамлении Ферганы.

В поздней юре, раннем и позднем мелу платформа Южного Тянь-Шаня продолжает реагировать на фазы альпийского тектогенеза, происходящие южнее [Чедия, Уткина, 1990], но влияние их уменьшается с течением времени. Во второй половине мела и до конца эоцена амплитуда прогибаний становится незначительной, и на всей территории накапливаются карбонатно-глинисто-гипсовые и терригенные континентальные, лагунные и мелководно-морские осадки незначительной мощности. Отдельные зоны размыва сохраняются, но, судя по составу и гранулометрии отложений, размах рельефа в это время невелик, за исключением отдельных уступов и эскарпов [Щерба, 1990]. Платформенный режим с карбонатно-глинисто-хемогенным осадконакоплением продолжает существовать до конца эоцена. В это время (поздняя юра–эоцен) на рассматриваемой территории устанавливается режим чередующихся эпох относительного изостатического и геодинамического равновесия (например, эпоха предпозднемеловой пенеппенизации) и эпох незначительной тектонической активизации. Именно в эти периоды происходит тектоническая деформация поверхности докембрийского пенеппла и формирование узких и протяженных прогибов и поднятий, что может быть связано с латеральным перераспределением материала в фундаменте – оттоком его из областей опускания и нагнетанием в зоны поднятий тектонического рельефа по механизму изгибной неустойчивости [Лобковский, 1988]. О реальном объемном перетекании горных масс в этот период свидетельствует заложение и развитие системы прогибов и поднятий, которые развивались, по крайней мере, до середины миоцена как пликативные структуры, лишь в отдельных местах осложненные разломами. Размах тектонического рельефа по поверхности докембрийского пенеппла достигает к этому времени 3–6 км (рис. 1.5.16).

### **Конец эоцена–настоящее время (внутриконтинентальный ороген)**

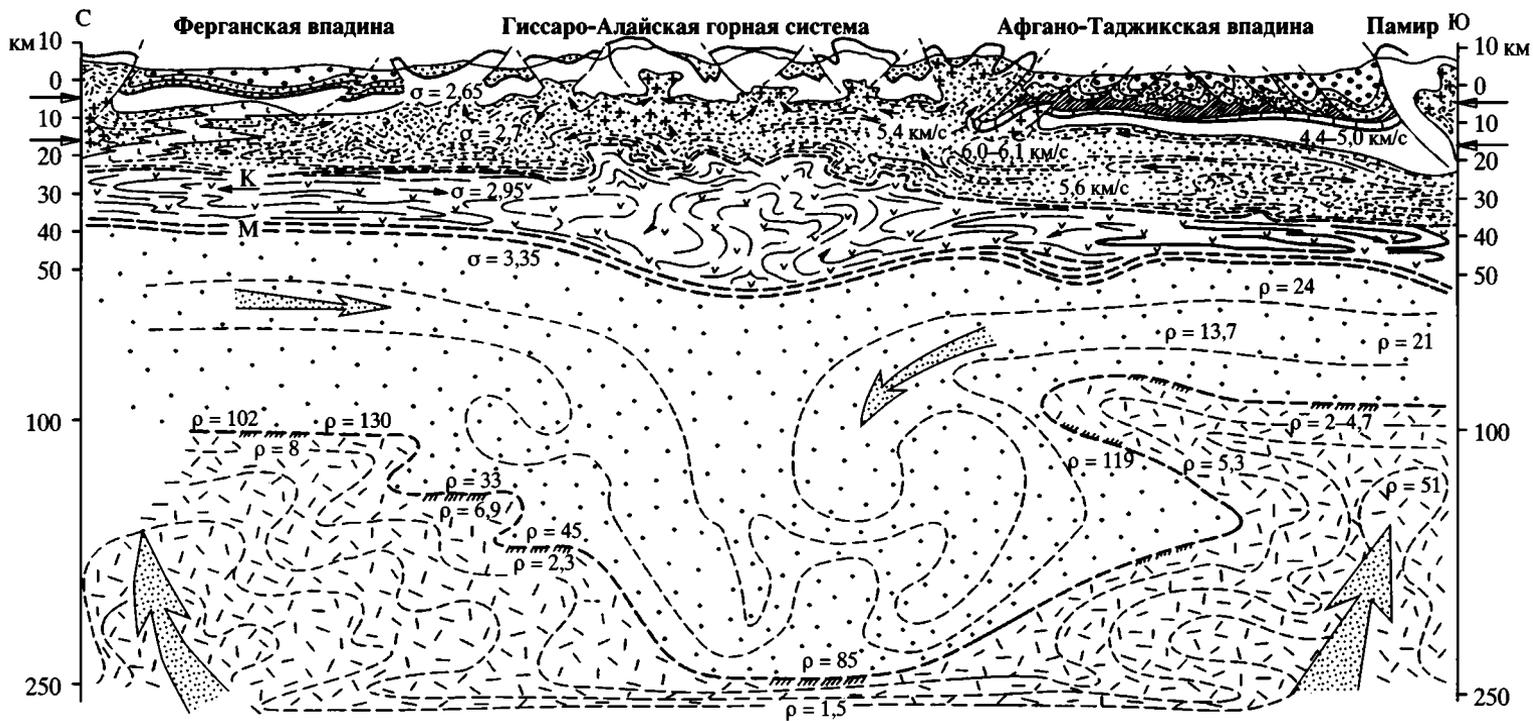
С конца эоцена [Моссаковский и др., 1993], по другим данным – с позднего олигоцена [Никонов, 1990], начинается новый этап – этап активизации тектонического режима и превращения части эпипалеозойской платформы во внутриконтинентальный ороген. Геодинамические интерпретации региона для неотектонического этапа различны и отражают, как было упомянуто ранее, весь спектр возможных мнений. Однако в настоящее время имеется



**Рис. 1.5.16.** Схема развития мезозойско-кайнозойских впадин и деформация поверхности домезозойского пенепплена Южного Тянь-Шаня

Составлена на основании тех же данных, что и рис. 1.5.5, а также с использованием материалов [Богданова, 1972; Костенко, 1964; Крестников, 1962; Лукина, 1977; Макаров, 1990; Несмеянов, Бархатов, 1978; Никонов, 1990; Казаков и др., 1985; Садыбакасов, 1990; Чедия, Уткина, 1990; Шульц, 1979; и др.]

**Fig. 1.5.16.** Scheme illustrating development of Mesozoic–Cenozoic depressions and deformation of pre-Mesozoic peneplain in the southern Tien Shan



большой объем новых данных, позволяющих существенно уточнить модель развития Южного Тянь-Шаня в процессе орогенеза.

В течение олигоцена–раннего миоцена режим еще близок к платформенному, он характеризуется формированием ряда региональных несогласий, но не прерывается складчатостью. Этот период характеризуется общим малоамплитудным воздыманием и возникновением пологих складок основания с большим радиусом кривизны.

## МОДЕЛЬ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Обобщение изложенного выше материала и дополнительные данные позволяют подойти к рассмотрению модели альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня. Модель создана на основе анализа литературного материала (список используемой литературы – более 100 наименований – см. в [Леонов М., 1993]) и личных материалов автора. В предлагаемой модели (рис. 1.5.17; 1.5.18) использованы четыре группы данных: концептуальные, модельные, геофизические и геологические.



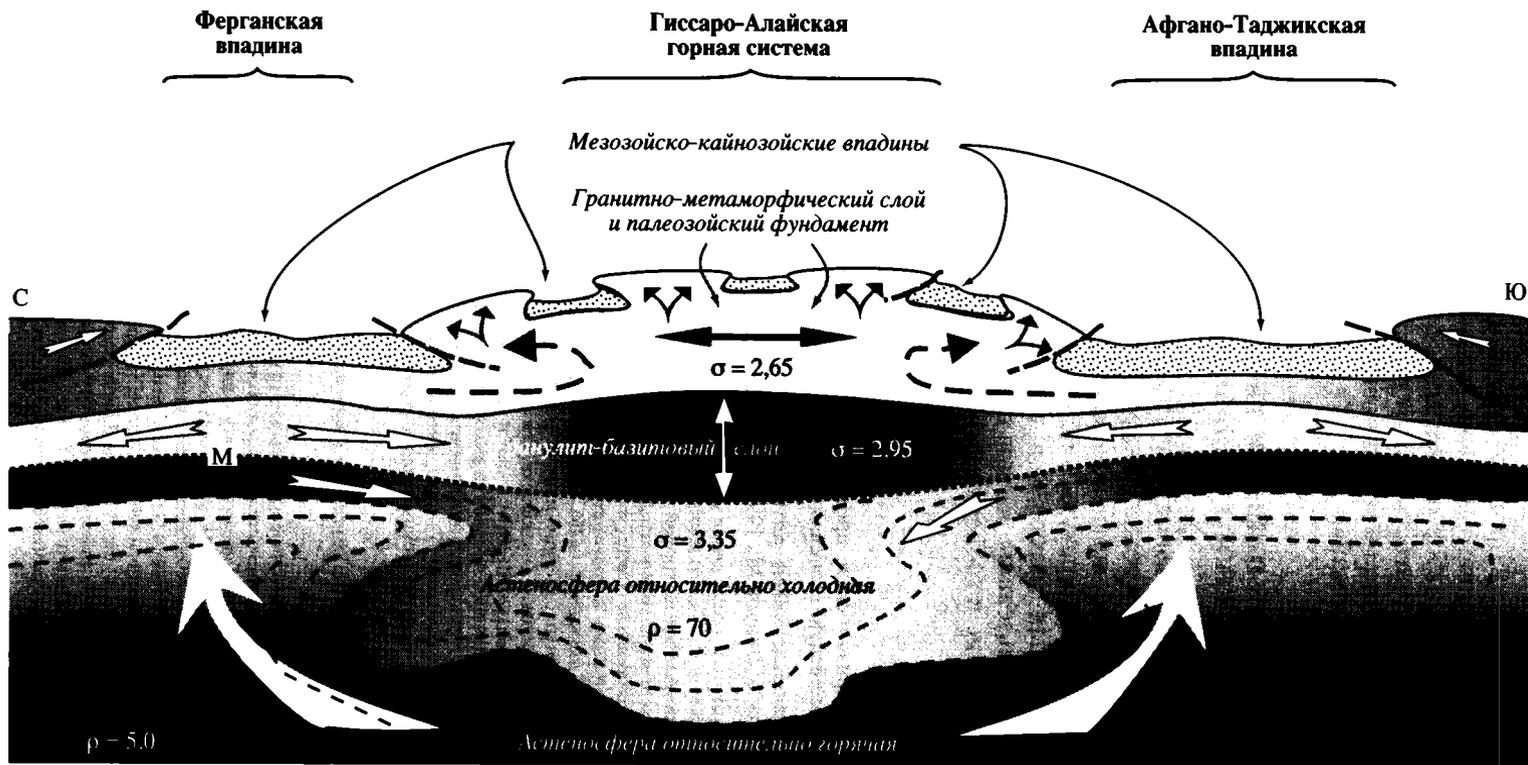
**Рис. 1.5.17.** Геолого-геофизический профиль, отражающий современную структуру, глубинное строение и альпийскую геодинамику Южного Тянь-Шаня

Модель построена с использованием литературных данных (библиография – более 40 наименований содержится в [Леонов М., 1993]) и материалов автора

1 – неоген-четвертичная моласса; 2 – отложения мезозоя – палеогена Ферганской и Афгано-Таджикской впадин; 3 – солевой комплекс; 4 – подсолевой комплекс; 5 – мезозойско-кайнозойские отложения внутренних впадин Гиссаро-Алайской горной системы; 6 – палеозойские отложения (осадочно-метаморфический складчато-покровный комплекс, сформированный к концу палеозоя); 7 – «гранитно-метаморфический» (верхнекоровый) слой; 8 – вероятные области возникновения расплавов, фиксируемые по данным геотермии и гравиметрии (в приповерхностных горизонтах палеозойские гранитоиды); 9 – «базитовый» (нижнекоровый) слой; 10 – верхняя мантия (относительно холодная); 11 – относительно прогретая разуплотненная мантия (астеносферный слой); 12 – возможный след палеозойской краевой зоны субдукции; 13 – поверхности домезозойского фундамента (домезозойский пенепплен); 14 – раздел К; 15 – раздел М; 16 – надвиги и разломы в верхней части корового слоя; 17 – условная граница низкопроводящей (холодной) и высокопроводящей (разогретой и разуплотненной) мантии (площадки с косыми штрихами – пограничные зоны, фиксируемые по данным МТЗ); 18 – направление тектонических потоков; 19 – напряжение общего субгоризонтального сжатия; 20–22 – значения: 20 – удельного сопротивления горных пород, 21 – скоростей сейсмических волн, 22 – плотности горных пород

**Fig. 1.5.17.** Geologic-geophysical profile illustrating neotectonics, deep structure and Alpine geodynamics of the southern Tien Shan

(1) Neogene–Quaternary molasse; (2) Mesozoic–Paleogene deposits of the Fergana and Afgan–Tajik depressions; (3) salt complex; (4) subsalt complex; (5) Mesozoic–Cenozoic deposits on inner depressions of the Gissar–Alai mountain system; (6) Paleozoic deposits (fold–nappe metasedimentary complex formed prior to the terminal Paleozoic); (7) «granite–metamorphic» (upper crustal) layer; (8) presumable loci of magma generation in upper horizons of Paleozoic granitoids as inferred from data of geothermic and gravimetric measurements; (9) «basaltic» (lower crustal) layer; (10) upper mantle (relatively cool); (11) relatively heated mantle of lowered density (asthenospheric layer); (12) presumable trace of Paleozoic marginal subduction zone; (13) pre–Mesozoic peneplain; (14) Conrad discontinuity; (15) Mohorovicic discontinuity; (16) thrust faults and faults in upper crustal layer; (17) conventional transition zones between low–conductivity (cold) and high–conductivity (asthenospheric) mantle (bars with diagonal hatching) according to MTS data; (18) vectors of tectonic flows; (19) general subhorizontal compression stress; (20–22) values characterizing: (20) specific resistance of rocks, (21) seismic wave velocity, (22) density of rocks



**Рис. 1.5.18.** Схема современной геодинамики Гиссаро-Алайской горной системы. Обобщенный и схематизированный вариант рис. 1.5.17  
Объяснения в тексте

**Fig. 1.5.18.** Present-day geodynamics of the Gissar-Alai mountain system (generalized scheme after Fig. 1.5.17)  
See explanations in the text

## Концептуальные данные

Модель основана на признании реологической и структурной расслоенности литосферы и внутренней 3D-подвижности фундамента, теоретическая возможность и фактологическое обоснование которых содержится в многочисленных публикациях автора, а также частично рассмотрено в предыдущих разделах. Применительно к Южному Тянь-Шаню лишь с этих позиций находят удовлетворительное решение некоторые особенности современной структуры региона и истории ее становления (например, [Макаров, 1990]).

### Данные численных и физических моделей

Физико-математическое моделирование подтверждает возможности существования расслоенной литосферы и подвижности вещества в пределах фундамента платформ (например, [Леонов Ю., 1972, 1976; Лобковский, 1988]). Использована модель изгибающей неустойчивости реологически стратифицированной литосферы [Лобковский, 1988], которая отражает механизм возникновения относительно пластичных астенослоев и способность вещества к течению в твердом состоянии с возникновением областей оттока, ламинарного течения и нагнетания. Процесс имеет волновой характер. Длина волны от одной области нагнетания до другой составляет определенную величину, зависящую от мощности деформируемого слоя. Отметим, что наличие волновой картины распределения зон нагнетания и оттока хорошо иллюстрируется расположением мезозойско-кайнозойских впадин, расстояние между осями которых 20–25 км. Процесс осуществляется при наличии нестационарного литостатического давления, обусловленного напряжением сдвига. В эти представления укладываются экспериментальные и геологические данные по возникновению тектонических потоков [Лукьянов, 1991; Миллер, 1982; Паталаха и др., 1995]. Важное значение имеет модель каскадной конвекции [Пушаровский и др., 1989], которая позволяет, как отмечено в [Чекунов, 1991], реконструировать кинематику глубинных процессов, прежде всего распределение и трансформацию тектонических движений на разных глубинных уровнях.

### Геофизические данные

Данные по глубинному строению региона многочисленны, и многие черты структуры земной коры Южного Тянь-Шаня могут быть проинтерпретированы с большой долей уверенности. Подчеркнем положения, существенные с точки зрения рассматриваемой проблемы.

В коровом слое и верхах мантии выделены разномасштабные неоднородности, которые отражены в гравиметрических аномалиях, а также в сложном сочетании объемов с разной скоростью прохождения сейсмических волн и различной электропроводностью. Установлено большое число волноводов в верхне- и нижнекоровых слоях. В верхней части коры они имеют характер «рваных» непротяженных объемов; фиксируются грибообразные наплывы высокоскоростных пород на низкоскоростные. Протяженный и мощный волновод, отделяющий верхнюю «сейсмичную» часть коры от нижней «асейсмичной», выделен на глубинах порядка 24–38 км. Мощность

корового слоя уменьшена под Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами и увеличена под поднятием Южного Тянь-Шаня за счет раздува нижнекорового («базитового») и в меньшей мере верхнекорового («гранитного») слоев.

Уменьшение мощности коры при переходе от горного сооружения к межгорным впадинам обусловлено подъемом подкорового вещества и некоторым опусканием всех поверхностей раздела. Под складчатым сооружением практически исчезает граница Конрада. Верхняя граница фундамента в пределах Ферганской и Афгано-Таджикской впадин имеет пологое субгоризонтальное положение. На отдельных отрезках вдоль границы М выделены участки «корово-мантийной смеси» со скоростями прохождения сейсмических волн 7,4–7,7 км/сек. По поверхности М фиксируются узкие (15–20 км) и протяженные флексуобразные синформные изгибы с относительно крутыми углами. В поле силы тяжести им соответствуют отрицательные аномалии, а в поверхностной структуре – шовные зоны концентрированных деформаций и альпийских депрессий (Зеравшанская, Каракуль-Зиддинская и др.). Возможно, эти синформы являются следами позднепалеозойских зон замковой субдукции.

Южному Тянь-Шаню отвечает региональный минимум силы тяжести, который входит в обширный центральноазиатский минимум. Последний связывается с уменьшением плотности пород мантии на глубинах более 200 км. Плотностная неоднородность верхней мантии подчеркивается и неоднородностью свойств электропроводности. По данным МТЗ фиксируются объемы разуплотненной разогретой мантии под Ферганской (в ее северной части) и Афгано-Таджикской впадинами, что подтверждается и геотермическими данными. В пределах рассматриваемой территории под крупными межгорными впадинами (Афгано-Таджикской, Ферганской) астеносфера залегает на меньших глубинах, чем под горным сооружением Гиссаро-Алая. Сейсмическая активность присуща в основном верхним горизонтам коры и приурочена к интервалам: до 10; 10–20; 30–35 км.

Таким образом, геофизические материалы коррелируются с концептуальными и модельными и подтверждают расслоенность корового слоя и его латеральную неоднородность. Вероятна и внутренняя 3D-подвижность глубинных масс. Сейсмические и сейсмологические данные показывают, что очаги землетрясений концентрируются вдоль некоторых критических уровней: вдоль кровли и подошвы сейсмических волноводов, близ поверхности «гранитного» слоя. В Афгано-Таджикской впадине очаги землетрясений совпадают с зеркалом складчатости подсолевого комплекса. Эти уровни интерпретируются как поверхности латерального скольжения и дисгармоничных срывов [Беккер и др., 1988]. О подвижности корового вещества свидетельствует, вероятно, и выявление «мерцающих» границ. Анализ временных статистических разрезов показал, что наблюдается появление и исчезновение границ обмена во времени и смена характера этих границ, что связывается с изменением состояний среды. Установлены неоднородность верхней мантии и изменение положения в пространстве астеносферного слоя. Приподнятые объемы высокопроводящей и низкоскоростной мантии интерпретируются как диапиры разуплотненного относительно разогретого мантийного вещества. Изменение строения мантии при переходе от одной крупной

поверхностной структуры к другой свидетельствует о влиянии мантии на изменение морфоструктурного облика региона. В то же время частые структуры герцинского возраста по гравиметрическим данным прослеживаются лишь до глубин 10–15 км и не имеют прямого продолжения в морфоструктурах поверхности нижележащего гранито-гнейсового фундамента и «базальтового» слоя, что отражает, с одной стороны, дисгармонию структурного плана различных оболочек земной коры и, с другой стороны, явление «съедания» складчато-метаморфических пород палеозойского основания процессами объемного метаморфизма и гранитизации.

### Геологические данные

К настоящему времени собран огромный объем данных по альпийской геодинамике Южного Тянь-Шаня и его обрамления (библиографию см. в [Леонов М., 1993; Leonov, 1994]), который наряду с наблюдениями автора используется ниже. Здесь будет обращено внимание главным образом на две группы геологических фактов, позволяющих ответить на вопрос о механизмах формирования современной структуры (структуры породных масс и морфоструктуры) региона, которые были нами описаны в предыдущих разделах: 1) характер дислокаций верхней поверхности палеозойского фундамента и 2) особенности структурно-вещественной переработки пород складчато-метаморфического палеозойского основания в процессе альпийского тектогенеза.

В регионе обособляются два структурных этажа: нижний – палеозойский и верхний – мезозойско-кайнозойский, которые разделены поверхностью углового (до 90°) и стратиграфического несогласия. Консолидация палеозойских пород связана с герцинским тектогенезом. К началу мезозоя Южный Тянь-Шань представлял собой слабовсхолмленную континентальную равнину. На мезозой – палеоген приходится качественно новый – платформенный этап развития, во время которого был сформирован осадочный чехол терригенно-карбонатно-гипсовых мелководных морских, лагунных и континентальных отложений. С конца эоцена (по другим данным, с конца олигоцена) Южный Тянь-Шань вступает в орогенный этап развития, и в неоген-четвертичное время формируется горное сооружение. Поверхность домезозойского пенеплена в платформенный период, особенно в период новейшей активизации, подверглась деформациям. Нужно отметить при этом, что поверхности домезозойского и более молодых (допозднемелового, донеонового) пенепленов деформированы практически конформно, поэтому в дальнейшем мы будем обсуждать лишь совокупную деформацию домезозойского пенеплена.

Горное сооружение Южного Тянь-Шаня – это мегасвод, сопряженный с равновеликими отрицательными мегаструктурами – Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами. Эти формы рассматриваются как складки основания первого порядка или как мегасинклинали и мегаантиклинали. Деформация поверхности фундамента в этих крупных впадинах и в пределах горного сооружения Гиссаро-Алая различна. Поверхность фундамента, образующая днище впадин, по данным геофизических исследований, залегает относительно спокойно и нарушена лишь пологими перегибами с углами наклона

15–20°. При приближении к горному сооружению дислоцированность домезозойской поверхности возрастает, появляются складчатые структуры с крутыми или запрокинутыми внутренними (обращенными к поднятию) крыльями, которые зачастую срезаны надвигами. Вергентность «предгорных» складок и надвигов обращена на южном борту Ферганской впадины к северу, на северном борту Афгано-Таджикской – к югу, т.е. общая структура дивергентна. В пределах горного сооружения поверхность домезозойского пенеплена дислоцирована более сложно. На фоне общего валообразного (антиклинального) поднятия выделяется серия перегибов второго порядка, имеющая синклинорную и антиклинорную форму.

Синклинорным формам в современном рельефе соответствуют впадины, в которых сохранились отложения мезозойско-кайнозойского чехла. Днища синклинорных структур могут быть дислоцированы, но эти дислокации локальны. Поверхность фундамента (поверхность домезозойского пенеплена), образующая днище впадин, обычно дислоцирована слабо или практически не дислоцирована. Прибортовые части впадин дислоцированы интенсивнее. Углы наклона домезозойского пенеплена достигают 90°, часто запрокинуты и срезаны надвигами с амплитудой от нескольких сотен метров до 2–3 км, реже более.

Выделяются впадины моновергентные, дивергентные и конвергентные [Садыбакасов, 1990]. Моновергентные характерны для крыльев поднятий и зон их сочленения с впадинами, конвергентные – для флангов и внутренних частей горного сооружения, дивергентные приурочены к центральной части горного сооружения Гиссаро-Алая, высоко приподняты и практически не дислоцированы. Таким образом, форма впадин и их структурная симметрия/асимметрия отражают центробежное движение горных масс от оси горного сооружения в сторону депрессий. Конвергентные впадины на отдельных участках задавлены между встречными надвигами с образованием структур тектонического сшивания, выделенными А.В. Лукьяновым [1991] (рис. 1.5.19, см. вклейку). Однако, как показано выше, надвиги эти малоамплитудные, быстро затухают с глубиной и по простиранию, зачастую переходя в сдвиговые деформации или зоны продольного пластического течения.

Антиклинорным структурам отвечают современные поднятия горных хребтов. Останцы домезозойской поверхности выравнивания отражают ее значительную пликативную деформацию. Отмечены перегибы, в том числе небольшого радиуса кривизны, с углами наклона до 90°, а также запрокинутое положение поверхности пенеплена. Формы домезозойского пенеплена указывают на более интенсивную деформацию в областях поднятий по сравнению с впадинами. Наряду с общим «центробежным структурным рисунком» это свидетельствует об относительно более «активном поведении» горных масс именно в пределах антиклинальных поднятий и перегибов в процессе альпийского тектогенеза. Учитывая подъем горных масс на высоты более 5000 м и дивергентную структуру региона, можно полагать, что в верхних горизонтах зон поднятий вертикальные движения трансформируются в горизонтальные, и горные массы «растекаются» от центра складчатого сооружения в сторону обрамляющих его впадин, что подтверждено анализом напряженного состояния [Николаев, 1992].

Реконструкции поверхности домезозойского пенеплена, основанные на данных ряда исследователей [Иванова и др., 1973; Лукина, 1977; Макаров, 1990] и личных наблюдений, показали, что поверхность домезозойского пенеплена в процессе альпийского тектогенеза испытала значительные деформации – разрывные и пликативные (без разрыва сплошности). Изгибы поверхности достигают многих градусов и занимают положение от субгоризонтального до вертикального и перевернутого. Пример таких деформаций показан для района Фанских гор на рис. 1.5.13.

Стиль структурно-вещественной переработки пород складчато-метаморфического фундамента Южного Тянь-Шаня, обеспечивающий объемную подвижность, многообразен. Как известно, различия в механизмах свя-заны, прежде всего, с реологией пород, их способностью к объемному тектоническому течению или реидной деформации [Бероуш, 1991; Кинг, 1967; Паталаха, 1966, 1971; Леонов М., 1991, 1993, 1996, 1997]. В пределах Каракульской, Зеравшанской и Курганакской зон, центральная часть которых выполнена флишевыми отложениями, потеря связности обусловлена процес-сом меланжирования; в Раватской структуре – проявлением пластической деформации; в области распространения гранитоидов Гиссарского батолита – объемным катаклизом; в карбонатных массивах Фанских гор – динамической рекристаллизацией. Потеря связности приводит к проявлению реидной деформации, что, в свою очередь, делает возможным изгибание поверх-ности фундамента (поверхности домезозойского пенеплена) без разрыва его сплошности.

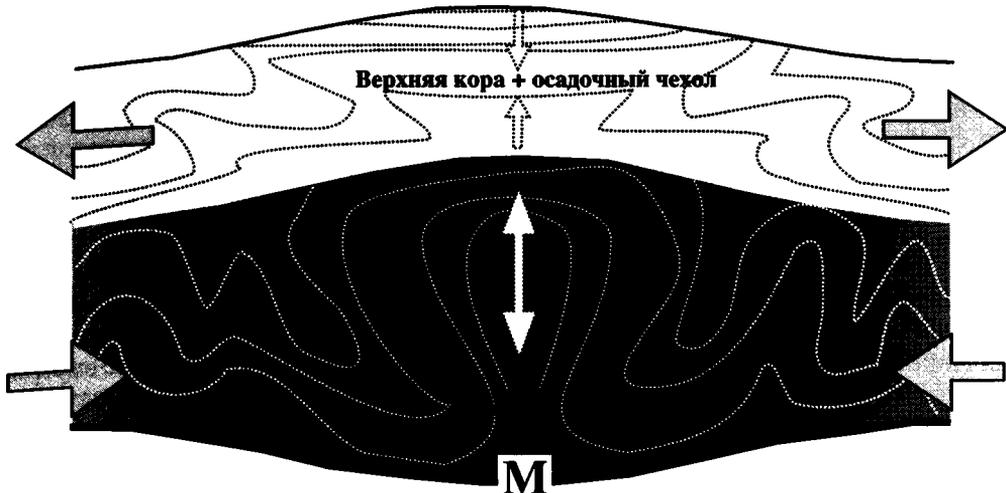
Таким образом, значительная внутренняя 3D-подвижность домезозой-ского складчато-метаморфического основания зафиксирована в сложной пликативной форме его поверхности. Надвиги, осложняющие борта впадин, по отношению к складчатым формам домезозойского пенеплена являются вторичными и наиболее поздними, что подтверждается затуханием разрывов по простиранию и падению, трансформацией их в зоны хрупко-пласти-ческого течения, малой амплитудой, относительно слабой деформацией днища впадин, а также историческим анализом развития отрицательных структур и обрамляющих их поднятий (например, данные В.Д. Босова И.В. Корешкова, В.Н. Крестникова, И. Садыбакасова, С.С. Шульца и др.).

Внутренняя деформация фундамента также подтверждает вывод о его 3D-подвижности. Как было видно из ранее изложенного материала, можно говорить о нескольких механизмах, обеспечивающих объемную подвиж-ность. Это: пластическая деформация в метаморфических сланцах Фанских гор и Курганакской зоны; меланжирование и возникновение протрузий «осадочного» меланжа в палеозойских толщах Зеравшанской и Курганак-ской зон; объемный катаклиз в пределах значительных объемов Централь-но-Гиссарского батолита; динамическая рекристаллизация карбонатных массивов; возникновение и обновление зон вертикально- и горизонтально-плоскостного пластического течения. Имеется, таким образом, реальное подтверждение крупномасштабного пластического, хрупко-пластического и катакластического течения горных масс в пределах описываемого региона. Внутренняя деформация пород домезозойского складчато-метаморфиче-ского основания хорошо согласуется с наличием складчатых форм поверх-ности домезозойского пенеплена.

При выборе модели образования структуры того или иного региона возникает вопрос о примате вертикальных или горизонтальных движений земной коры, а также напряжений и сил, вызвавших эти движения. В пользу механизма общего горизонтального сжатия на альпийском этапе, возникающего в результате сближения Евразийской и Индостанской литосферных плит, высказывались многие ученые (например, [Зоненшайн, Савостин, 1979; Макаров, 1990; и мн. др.]). Основой этих представлений являются: общее коробление поверхности Земли в регионе; возникновение складчатых структур, надвигов и тектонических покровов; существование напряжений субмеридионального сжатия в регионе.

Однако величина сокращения пространства в Южном Тянь-Шане за новейшее время оценивается [Чедия, Уткина, 1990] лишь в 6; 12; 14 км при ширине зоны, соответственно, 80; 240; 350 км. Коэффициент тангенциального сжатия при этом меняется от 0,01 до 0,3 при среднем значении 0,04–0,05. Если принимать, что структура Южного Тянь-Шаня образовалась за счет давления Индостана и Памира, то величина сжатия должна быть максимальной на меридиане стрелы изгиба Памирской дуги. Однако такой зависимости нет, хотя величина сжатия в Алайской долине достигает 0,3, т.е. давление Памира реализуется и одновременно релаксируется в процессе формирования структуры пород, выполняющих Алайскую часть Афгано-Таджикской впадины. В то же время в центральной и западной частях Афгано-Таджикской депрессии поверхности разделов «палеозойский фундамент – осадочный чехол» и «палеозойский фундамент – гранитно-метаморфический слой» залегают, за исключением прибортовых частей, полого и не образуют сколько-нибудь существенных перегибов и складок, т.е. усилия тангенциального сжатия, исходящие из области памирских дуг и Индостанской плиты, не проявились в деформации и структуре упомянутых поверхностей раздела. А если это так, то неясно, как это давление могло вызвать сложнейшие преобразования горных масс и деформацию поверхности фундамента горного сооружения, расположенного севернее.

Информацию о сокращении пространства могли бы дать надвиги и складки альпийского возраста, но не все здесь так просто. Многие надвиги не являются структурами сжатия, а, напротив, отражают обстановки растяжения и образования субгоризонтальных зон тектонического течения. Реальность подобных процессов показана на моделях и геологических примерах [Лукиянов, 1991; Рамберг, 1986]. Надвиги эти имеют, как можно было видеть, очень незначительные амплитуды и обычно по простирацию и падению затухают или трансформируются в зоны хрупко-пластического сдвигового (в механическом смысле) течения с надвиговой кинематикой. Против деформации общего сжатия, связанной с крупномасштабным сокращением пространства, свидетельствует и относительно простая форма днищ внутренних синклиналильных структур в сравнении с их прибортовыми частями, что вместе с затуханием надвигов говорит о сжатии синклиналильных структур лишь за счет напряжений, возникающих на бортах впадин. Образование же структуры осадочного чехла Афгано-Таджикской впадины, дисгармоничной по отношению к поверхности фундамента, связано с другим механизмом – латерального выдавливания между относительно жесткими блоками Памира и Тянь-Шаня [Захаров, 1970; Копп, 1997].



**Рис. 1.5.20.** Схема современного напряженного состояния в центральном сегменте Гиссаро-Алая [Николаев, 1992]

Объяснения в тексте

**Fig. 1.5.20.** Present-day stress patterns in central segment of the Gissar–Alai region

See explanations in the text

По данным [Николаев, 1992], глубинное поле напряжений, реконструируемое для нижней части коры, в пределах горного сооружения Гиссаро-Алая характеризуется субмеридиональным сжатием и субвертикальным растяжением (рис.1.5.20). Происходит как бы боковое сплющивание нижнекорового слоя с его нагнетанием к центру горной страны и подъемом горных масс. Напротив, региональное поверхностное поле указывает на поперечное субгоризонтальное растяжение и субвертикальное сжатие (сплющивание), что и отражено на предлагаемой модели. Этим представлениям не противоречат и данные светодальномерных наблюдений, которые показывают, что ширина Таджикской депрессии увеличивается, несмотря на то, что она находится в обстановке субгоризонтального сжатия. Геодинамическая интерпретация при этом согласуется с нашей весьма четко [Гусева и др., 1993].

Сложные формы поверхности домезозойского пенеплена и внутренние структурно-вещественные преобразования пород фундамента свидетельствуют о том, что цоколь активизированной в новейшее время эпипалеозойской платформы ведет себя как квазипластичное тело. Структурно-вещественные преобразования отражают процессы пластического, хрупко-пластического и катакластического течений огромных масс горных пород. При этом степень структурно-вещественных «альпийских» преобразований пород фундамента интенсивнее, чем степень переработки пород чехла, а структура пород фундамента, связанная с альпийским тектогенезом, более напряженная, чем структура чехольных комплексов. Подобные явления недавно обнаружены также в Центральном Тянь-Шане, и сделана попытка физико-математического обоснования этого феномена [Миколайчук и др., 2003].

Изучение общего структурного плана, конкретных структур, геофизических данных, а также привлечение физико-математических моделей позволяют думать, что основной механизм формирования структуры и морфологии Южного Тянь-Шаня в новейшее время определяется объемным перераспределением вещества в коровом слое – оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область горного сооружения, что подтверждается геолого-геофизическими данными, характером деформированности докембрийской поверхности выравнивания, наличием структур нагнетания в области поднятия, расположением очагов землетрясений и пр.

Латеральное тектоническое течение происходит на разных уровнях верхне- и нижнекорового слоев с возникновением субгоризонтальной тектонической расслоенности и образованием дисгармоничной структуры внутри каждого из слоев. Возникновение латеральных токов, которые трансформируются в зоны вертикального подъема и нагнетания с последующим растеканием в стороны, причинно, вероятно, связано с развитием неоднородностей (астеносферные диапиры, конвективные и адвективные токи) в активизированной разуплотненной мантии, существование которой предполагается по данным геофизических исследований. Напряжения общего субгоризонтального сжатия, характерные для современного напряженного состояния региона, отразились в проявлении механизма изгибной неустойчивости, в возникновении волновой картины распределения разномасштабных сводов и впадин, в пространственном перераспределении вещества. Наличие напряжений сжатия обусловило пространственную организацию структурного плана и возникновение (или возрождение) ряда структурных элементов типа диагональных сдвигов и продольных зон сплющивания (вязких разрывов, шир-зон). Нужно добавить также, что на новейшем этапе проявился и механизм гравитационной неустойчивости горных масс, действие которого наиболее отчетливо проявлено в районе Фанских гор. В результате гравитационной неустойчивости высоко поднятого массива Фанских гор (при наличии ранее сформированной субгоризонтальной расслоенности и пород пониженной вязкости) происходит дивергентное субгоризонтальное «растекание» массива, формирование надвигов и субслойных срывов, тектоническое задавливание обрамляющих массив молодых впадин, образование структур «тектонического сшивания».

Таким образом, при формировании альпийской структуры Южного Тянь-Шаня действовали по крайней мере три различных, хотя и связанных один с другим, но относительно независимых механизма: основной компрессионно-эжективный, связанный с 3D-латеральным перераспределением горных масс [Леонов, 1993], и сопутствующие ему механизмы изгибной и гравитационной неустойчивости. Причины активизации мантии здесь не обсуждаются. Скорее всего, это планетарное явление, не связанное с узкорегionalными причинами и обстановками, но, вероятно, его можно рассматривать как реакцию мантии на подвиг Индостанской плиты и ее движение в северном направлении.

Приведенный материал свидетельствует, что современная структура Южного Тянь-Шаня является совокупным результатом многостадийного (палеоокеан  $\Rightarrow$  покровно-складчатая область  $\Rightarrow$  платформа  $\Rightarrow$  внутриконтинентальный ороген) и многофакторного тектогенеза, отражением сложной интерференции различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования.

Каждый из крупных этапов развития региона характеризуется одним ведущим геодинамическим режимом, свойственным только данному этапу. В то же время на каждом из этапов могут проявляться и частные геодинамические режимы, производные или относительно не зависимые от главного. Частные режимы приводят к формированию специфических структурно-тектонических ансамблей и действуют в определенных зонах (обстановках) или охватывают обширные пространства, накладываясь на действие основного геодинамического режима.

Появление некоторых механизмов и режимов (частных и общих) не детерминировано историей предшествующего развития территории. Так, геодинамический режим неотектонического этапа, как было показано, независим от геодинамического режима, сформировавшего в конце палеозоя покровно-складчатую область, и имеет совершенно иную природу. Этот вывод подтверждает ранее сформулированное положение [Леонов Ю., 1972, 1976] о независимости орогенических событий от предыстории геологического развития той или иной территории.

Проявление некоторых геодинамических режимов (таких как изгибная или гравитационная неустойчивость) на различных этапах геологической эволюции региона приводит к выводу, что существуют процессы, имеющие более общее значение, чем принимаемые обычно механизмы структурообразования, связанные с действием сил регионального сжатия, растяжения, нагнетания пр. Такие процессы связаны с фундаментальными свойствами Земли и ее литосферы: гравитационной неустойчивостью, 3D-подвижностью горных масс, неравновесным напряженным состоянием литосферы. Эти процессы проявляются на различных этапах эволюции литосфер и в разных геотектонических обстановках.

Одна из примечательных черт тектоники Южного Тянь-Шаня, что подчеркивалось неоднократно, – объемная (3D)-подвижность пород складчато-метаморфического цоколя на плитной стадии развития территории. Чтобы дополнить эти данные и перейти к рассмотрению форм и механизмов проявления 3D деформации, приведу детальное описание внутренней структуры Центрально-Гиссарского батолита (см. Главу 1.6).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.  
 Бебешев И.И. Эволюция юрских седиментационных бассейнов востока Средней Азии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1988. 48 с.  
 Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Коновалов Ю.Ф. Геолого-геофизическая модель строения земной коры Душанбинского прогностического полигона // Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1988. С. 206–218.

- Белоусов В.В., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С.* и др. Итоги Международного проекта и направление будущих работ // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 6–10.
- Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
- Биостратиграфическое районирование Южного Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 279 с.
- Богданова Н.М.* Проблема сохранности и возраста древнего пенеппена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19–27.
- Босов В.Д.* Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 168 с.
- Геология СССР. Т. 24. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 735 с.
- Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко А.И.* Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47–54.
- Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
- Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В.* Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 94 с.
- Захаров С.А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 94 с.
- Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 287 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В.* и др. Предороженная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане // Вестн. Сер. 4, Геология. МГУ. 1973. № 6. С. 75–79.
- Казаков Ю.М., Мамонтов А.Н., Хасанов А.Х.* Геологическое строение Зиддинской впадины. Душанбе: Изд-во Тадж. гос. ун-та, 1985. 106 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В.* Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Костенко Н.П.* Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов // Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 183–198.
- Крестников В.Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 230 с.
- Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
- Кучай В.К.* Современная геодинамика Среднеазиатского региона // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 15–17.
- Леонов М.Г.* Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).
- Леонов М.Г.* Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1989. № 4. С. 118–121.
- Леонов М.Г.* О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г.* К вопросу о литостратиграфическом расчленении палеозойских толщ Зиддинской котловины (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 6. С. 54–64.

- Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Там же. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез // Там же. 1972. № 2. С. 3–14.
- Леонов Ю.Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 194 с.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лукина Н.В.* Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 79 с.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Лучников В.С.* Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 138–141.
- Макаров В.И.* Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91–96.
- Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Складчатые деформации предорогенного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
- Миллер Ю.В.* Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Там же. 1993. № 6. С. 3–32.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 120 с.
- Николаев П.Н.* Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 296 с.
- Никонов А.А.* Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 37–46.
- Паталаха Е.И.* Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
- Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: Вязкостная инверсия // Там же. 1971. № 4. С. 15–25.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- Полянский Б.В.* Мезозойские угленосные формации северной окраины мезотетиса. М.: Наука, 1989. 200 с.
- Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
- Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Наука, 1986. 399 с.
- Резвой Д.П.* О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое // Геол. сб. Львовского геол. о-ва. 1956. № 2/3. С. 18–35.
- Рогожин Е.А.* Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
- Садыбакасов И.* Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
- Салтовская В.Д.* К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области // Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964. С. 126–139.
- Таджибеков М.* Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе, 1986. 24 с.
- Тимофеев П.П., Бебешев В.И., Макаров Ю.В.* Основные черты развития юрских ланд-

шафтов юго-восточной части Средней Азии // Литология и пол. ископаемые. 1985. № 2. С. 37–56.

*Торшин Н.С.* Зональность девонского осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1970. Т. 168. С. 185–194.

*Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 46–53.

*Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3–15.

*Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.

*Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.

*Шерба И.Г.* Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1990. № 2. С. 42–54.

*Яблонская Н.А.* Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Там же. 1989. № 1. С. 61–71.

*Leonov M.G.* Interior mobility of the basement and tectogenesis of activated platforms // Geotectonics. Engl. Transl. 1994. Vol. 27, N 5. P. 369–382.

## ЦЕНТРАЛЬНО-ГИССАРСКИЙ БАТОЛИТ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

The Gissar multiphase granite batholith of the Middle Carboniferous–Early Permian age is located in the central area of the eponymous ridge. Upper marginal facies of the batholith that is wedging out downward are thrust northward and southward over volcanogenic-sedimentary formations of neighboring tectonic zones. Upper surface of the batholith (pre-Cretaceous peneplain) is deformed into folds, which evidence the internal mobility of crystalline rocks the pluton is composed of. The mobility (3-D redistribution) of the batholith material is ensured by tectonic fracturing, brecciation and cataclasis of granites, which got in response the granular structure (see Chapter 2.4) and capability to move like the cataclastic flow.

Описание общей структуры, истории геологического развития Южного Тянь-Шаня и положение Центрально-Гиссарского батолита в его структуре содержится в Главе 1.5.

Значительный объем центральной части Гиссарского хребта слагают кристаллические породы Центрально-Гиссарского батолита, который представляет собой сложный многофазный гранитный pluton среднекаменноугольного–нижнепермского возраста. Батолит имеет клиновидную, несколько асимметричную, утоняющуюся книзу форму, и его борта надвинуты к северу и югу на осадочно-вулканогенные образования соседних тектонических зон. Надвиги, ограничивающие батолит, имеют наклон порядка 40–70°, но иногда выполаживаются до 20–30°. Породы гранитного массива и непосредственно соприкасающиеся с ними образования докембрия и палеозоя надвинуты на различные горизонты вплоть до неогена.

На размытой поверхности гранитного батолита и окружающих его сложнодислоцированных и частично метаморфизованных породах герцинского структурного этажа трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают отложения мезозоя и кайнозоя (нижний мел–неоген), которые представляют собой осадочный чехол эпипалеозойской платформы Южного Тянь-Шаня. Верхнемеловые и палеогеновые отложения, сохранившиеся в современной структуре района лишь в виде останцов, до тектонической активизации в новейшее время и общего воздымания образовывали достаточно единый платформенный чехол, залегающий на герцинском субстрате горизонтально. В настоящее время домеловая эрозионная поверхность деформирована конформно с вышележащими мезозойско-кайнозойскими осадками и образует систему синклинальных складок с пологими внешними и крутыми запрокинутыми внутренними крыльями, зачастую срезанными надвигами. На южном борту массива и Гиссарского хребта в целом запрокидывание происходит к югу, на северном борту – к северу. Домезозойская поверхность выравнивания в пределах Гиссаро-Каратегина деформирована очень интенсивно, на что указывают крутые углы ее наклона (40–70°), а во многих местах фиксируется и запрокинутое ее положение [Лукина, 1971,

1973, 1977]. В целом современная форма гранитного массива реконструируется как сложно построенный купол с изогнутой в складки волнистой поверхностью, разбитой системой разломов, в том числе надвигового типа.

Все эти факты наряду с интенсивным воздыманием массива в эпоху новейшей активизации (вершины Гиссарского хребта достигают высот порядка 5000 м) свидетельствуют об активном участии кристаллического массива в новейшем постплитном тектогенезе и его значительной внутренней подвижности, которая обеспечивает пликативные деформации его поверхности и перекрывающего эту поверхность платформенного чехла.

В настоящее время нет убедительных данных о каком-то едином механизме деформации массива – здесь вероятна совокупность различных механизмов [Леонов, 1990]. Но существует ряд наблюдений и фактов, проливающих свет, по крайней мере, на один из возможных механизмов, обеспечивающих подвижность пород кристаллического цоколя, которая, в свою очередь, позволяет деформироваться его поверхности и изменять свою форму путем пликативной деформации (естественно, в определенных пределах и объемах).

Значительную часть Гиссарского батолита слагают гранитоиды Северо-варзобского и Южноварзобского массивов. Одной из ярких структурных особенностей этих массивов является их чрезвычайно интенсивная раздробленность, на которую одним из первых обратил внимание М.М. Кухтиков с соавторами [Кухтиков, 1989; Кухтиков и др., 1988]. Изучив внутреннюю структуру ряда участков, авторы пришли к выводу, что эта раздробленность с элементами смещения разнотипных гранитоидов происходит не в пределах интрузивных гранитных массивов, а отвечает телам крупных олистостромовых образований и элювиальных толщ, залегающих на гранитоидах и иных палеозойских породах. Авторы цитированных выше работ вполне убедительно показали олистостромовую природу ряда хаотических тел, но необоснованно, на наш взгляд, расширили рамки распространения этих образований и на хаотически раздробленную структуру собственно гранитных массивов. Не вдаваясь в полемику (она была бы неуместна в данной работе), рассмотрим приведенный М.М. Кухтиковым и его соавторами материал по строению сильно деструктурированных гранитов (с нашими дополнениями).

Прежде всего необходимо отметить, что авторы совершенно справедливо выделяют два типа брекчий. Первый тип характеризуется смешанным составом обломков, содержит отторженцы осадочных пород и безусловно может быть отнесен к категории олистостромов (гравитационных или тектоно-гравитационных микститов). Второй тип брекчий – лучше в данном случае говорить о катаклазитах – представлен исключительно гранитным материалом с редкими включениями пород основного состава. Брекчии этого типа занимают двоякую позицию в структуре района. Одна разновидность этого типа брекчий образует, по всей видимости, обвально-осадочные тела типа переотложенного элювия, как это и принято в цитированных работах. Вторая же разновидность представляет собой неотъемлемую часть гранитных массивов и образует с ними единое целое. В частности, это касается раздробленных и катаклазированных гранитов Южно-Гиссарского батолита в районе рек Такоб и Варзоб, где деструктурированный катаклази-

рованный гранит контактирует с каменноугольными вулканитами основного состава.

Мощность выходов раздробленных гранитоидов достигает 1 км и более. Гранитный массив здесь раздроблен настолько интенсивно, что в зоне выветривания представляет собой, по существу, слабосцементированную гранитную дресву (что и привело М.М. Кухтикова к выводу об осадочной природе этих пород). «Дресва» состоит из отдельных кристаллов, слагающих гранит минералов без какой-либо посторонней примеси. Зерна зачастую разбиты и катаклазированы. Кристаллы полевых шпатов разбиты на пластинки по плоскостям спайности. В зернах (кристаллах) наблюдается трещиноватость, волнистое погасание, некоторая их удлиненность и разлинзованность. В ряде мест породы приобретают сланцеватую текстуру за счет пластинчатого раскалывания кристаллов полевого шпата и чешуйчатого налегания их друг на друга. Отдельные объемы породы имеют порфиробластический облик, который ей придают линзовидные и слегка удлиненные крупные кристаллы полевого шпата. Нужно отметить, что большинство зерен, слагающих раздробленную основную массу, несет следы катаклаза и внутренней деформации.

Среди этого раздробленного и катаклазированного матрикса встречаются участки слабо катаклазированных или практически не затронутых деформацией пород. Такие участки имеют обычно неправильную округлую или слабо вытянутую овальную форму. Переход от матрикса к этим недеформированным участкам постепенный – он выражен в постепенном ослаблении степени раздробленности материала, и во многих случаях провести границу между «включениями» и матриксом не представляется возможным. Но встречаются участки недеформированных пород, имеющих облик валунов и глыб, в том числе и остроугольной формы с резкими четкими границами. Таким образом, в деструктурированном матриксе, сложенном зернами минералов, как бы плавают отдельные блоки и глыбы достаточно монолитных пород гранитного состава. Набор минералов в матриксе полностью соответствует минеральному составу в ненарушенных гранитах. Кроме крупнокристаллических микроклиновых гранитов, встречается и много включений, представленных мелкозернистыми, плотными аплитовидными гранитами, а также редкие единичные включения основных пород (диабазов) и розово-серых плотных порфировидных гранитов. Размер включений от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике, причем аплитовидные граниты и основные эффузивы образуют мелкие и более остроугольные включения. Крупные включения имеют тот же состав, что и матрикс.

\* \* \*

Все приведенные данные свидетельствуют скорее о тектоническом, а не об осадочном происхождении гранитных брекчий описанного района, которые являются, по существу, катаклазитами. Наличие линзовидных очертаний минеральных зерен и округлость слабонарушенных гранитных блоков не являются сами по себе признаками осадочного происхождения – окатанность может иметь происхождение и тектоническое. Такие округлые или абсолютно сферические гранитные «валуны» известны среди катаклазиро-

ванных гранитов на Дзирульском массиве, Тянь-Шане (долина р. Ханака), в других регионах. В данном случае более важным признаком является дробленность массива в целом и катаклаз минеральных зерен, которые невозможно объяснить действием осадочных процессов. В пользу тектонического происхождения катаклазитов Южноварзобского плутона и других гранитных массивов Гиссарской зоны свидетельствует тождество составов матрикса и включений, а также наличие постепенных переходов между тектонизированными и нетектонизированными участками массива. Более того, образование элювия и переотложение брекчий в столь массовом объеме и столь значительной мощности (элювий мощностью до 1 км и более?!) невозможно само по себе – именно тектоническое дробление на макро- и микроуровнях может привести к возникновению огромных масс кластического материала. Аналогичная картина наблюдается и в пределах описанного выше Дзирульского массива. Наличие включений аплитовидных гранитов также легко объяснимо с позиций их тектонического происхождения, так как тело массива буквально пронизано жилами аплитов. При дроблении массива жильные образования будинируются, рвутся, дезинтегрируются, и отдельные их фрагменты, перемещаясь, тектонически окатываются и образуют как бы посторонние включения. Проявление этого процесса на стадии, когда еще не произошло полной (на зерновом уровне) дезинтеграции, прекрасно фиксируется на Дзирульском массиве и в других геоструктурах, описание которых будет приведено в следующих разделах. Аналогичным образом формируются и редкие включения основного состава, которые являются фрагментами некогда единых дайковых и жильных тел.

## ЛИТЕРАТУРА

- Кухтиков М.М.* Позднепалеозойские олистостромы южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 5. С. 25–33.
- Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.Н.* Древний элювий гранитоидного состава Каратегинского хребта // Докл. ТаджССР. 1988. Т. 31, № 5. С. 333–335.
- Леонов М.Г.* Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их формирования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 72–99.
- Лукина Н.В.* О структурах деформированной поверхности фундамента юго-западного Гиссара // Геотектоника. 1971. № 2.
- Лукина Н.В.* О деформации поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая // Там же. 1973. № 2. С. 68–71.
- Лукина Н.В.* Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 79 с.

# ОБЪЕМНАЯ (3D) ПОДВИЖНОСТЬ И МЕХАНИЗМЫ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

---

В первой части этой книги было приведено описание различных геоструктур, интерпретация геодинамики которых невозможна без признания масштабной объемной (3D) подвижности горных масс консолидированного слоя земной коры, по крайней мере тех ее горизонтов, которые доступны для прямого наблюдения. Были даны и некоторые элементы интерпретации механизмов формирования описанных геоструктур.

Одним из наиболее ярких свидетельств 3D-подвижности являются также «структуры протыкания»: диапиры и протрузии, к которым можно отнести, в частности, упомянутый выше Гиссарский батолит и – в известной мере – Родопский и Мендересский массивы. В этом разделе будет приведен материал, отражающий широкое распространение подобных геологических образований, показана их значительная роль в процессе формирования структуры земной литосферы, а также обсуждены те дополнительные признаки, по которым можно реально судить о проявлении объемной подвижности горных масс консолидированного слоя земной коры.

## Глава 2.1

### СТРУКТУРЫ ПРОТЫКАНИЯ (ДИАПИРЫ И ПРОТРУЗИИ)

Piercing structures are widespread within the crustal layer of platforms and mobile belts. Depending on their formation mechanism, the piercing structures can be classed with *diapirs* and *protrusions*. Diapirs are related in origin to density inversion and squeezing-out of lighter material into higher lithospheric horizons, whereas protrusions emerge under joint influence of tectonic compression and viscosity inversion. The piercing tectonics is a widespread phenomenon controlling to a considerable extent the tectonic evolution of activated platforms and intracontinental orogens. As it has been noted, events of density inversion and diapirism are characteristic of deep tectonospheres, on the one hand, and of upper horizons of sedimentary cover, on the other. Mechanism of viscosity inversion is prevailing nevertheless. Emergence and development of piercing structures of both types are connected with a considerable tectonic transport of rock mass in the lateral direction at different depth levels of

tectonosphere (diapirs and protrusions from asthenosphere, the lower, intermediate, and upper crust). Diapirs and protrusions rooted at different depth levels reflect internal mobility of basement and lithosphere under the activated platforms and characterize some peculiar features of the intraplate tectonics of the consolidated crust. Crystalline protrusions are very often composed of granites.

Emplacement in the form of protrusion is most typical of originally magmatic granite bodies, which experienced 3-D deformation and transport in space prior to formation of «piercing bodies» of the cold crystalline protrusions. The volumetric disintegration and cataclasis represent the principal structure-forming mechanism ensuring 3-D mobility and the cataclastic flow of a cold granitoid material. Investigation of granitoid massifs in the Baikal mountain system, Tien Shan, Caucasus, and other regions elucidated peculiarities of their posthumous reworking and provided data important for understanding the cataclastic flow significance during exhumation of the crystalline basement in the studied regions.

В настоящее время только совершенно не занимающийся вопросами тектоники геолог не говорит о категории структур, именуемых плюмами, приписывая приоритет в этом направлении японским геологам. Плюмам уделяется огромное внимание (см., например, [Мантйные..., 2002]). Плюм-тектоника стала по существу самостоятельным разделом геодинамики, и это совершенно оправдано. Но хотелось бы обратить внимание на два обстоятельства.

Первое обстоятельство – мы забыли, что задолго до того, как появились понятия «плюм» и «плюм-тектоника», процессы внедрения глубинных масс и массопотоков в верхние горизонты литосферы и земной коры были описаны целым рядом геологов, в частности, В.В. Белоусовым, П. Ван-Бемелленом, А.В. Чекуновым и др. И хотя тогда предпочитали иные названия («глубинные диапиры», «геотуморы») и понимание процесса было несравненно беднее, речь шла именно о явлении, которое сейчас именуется плюм-тектоникой.

Второе обстоятельство – выделение плюмов в глубинах Земли дается на основании данных по проявлению магматизма и вулканизма и наличию аномалий теплового потока. Меньше внимания уделяется вопросу, в какой форме происходит перемещение вещества и каковы структурно-тектонические следствия этого перемещения, особенно если речь идет о той части коры, которая доступна для непосредственного наблюдения и изучения.

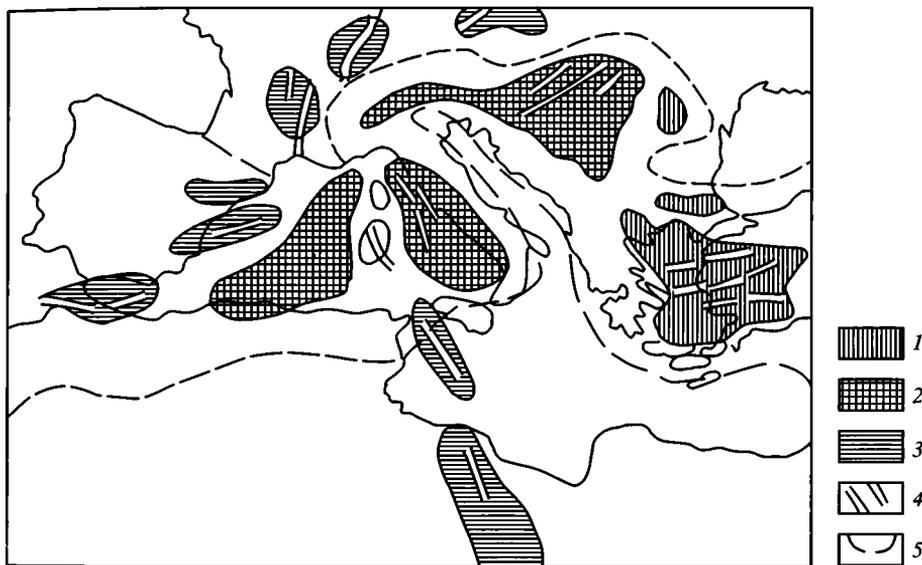
Первое обстоятельство не требует комментариев – просто нужно помнить о действительных приоритетах! Второе нуждается в специальном рассмотрении, и именно оно и будет предметом дальнейших рассуждений.

Термин «диапир» (от *diapirein* – протыкать) был введен для обозначения соляных штоков, развивающихся в сводах антиклиналей [Mrazec, 1915]. Процесс протыкания штокообразными телами перекрывающих толщ был назван диапиризмом. Явление диапировой тектоники прекрасно изучено на примерах соляных и глиняных диапиров [Braunstein, O'Brien, 1968; Coats, 1964; и мн. др.], развивающихся в пределах осадочного чехла, но диапировая тектоника свойственна и более глубоким горизонтам земной коры и тектоносферы в целом. С явлениями глубинного диапиризма многие исследователи связывают определенные аспекты тектогенеза различного масштаба – от гигантских геотуморов [Ван Бемелен, 1956] до частных региональных структур типа антиклинорий [Рогожин, 1977; Шолпо, 1975] и различных временных срезов от протерозоя до наших дней. К таким образованиям отнесены: раннепротерозойские мантйные диапиры Украинского щита

[Оровецкий, 1989, 1990]; центры рифейско-раннепалеозойских «звездчатых» структур рифтовых систем Западносибирской плиты [Кунин, Самойлюк, 1985]; палеозойские структуры Казахстанско-Тяньшаньского региона [Зайцев, 1984]; неотектонические и современные глубинные диапиры Альпийской области, Европейских эпигерцинских платформ, Тянь-Шаня и других регионов [Милановский, 1987; Фукс, 1990; Чекунов, 1989, 1990; Шварцман, 1990; и др.]. Многие из этих построений, особенно касающиеся геологического прошлого, безусловно неоднозначны, другие же, напротив, выглядят вполне достоверными и, по-видимому, адекватно отражают суть происходивших в геологическом прошлом и происходящих в настоящее время процессов.

## МАНТИЙНЫЕ, НИЖНЕ- И СРЕДНЕКОРОВЫЕ ДИАПИРЫ И ПРОТРУЗИИ

Имеется большое количество геофизических данных, на основании которых построены модели глубинного астеносферного, мантийного диапризма, и дано физическое, численное обоснование реальной возможности этого процесса в тектоносфере Земли [Артюшков, 1978, 1984; Белоусов, 1996; Геодинамика..., 1990; Грачев, 1973, 1987; Зорин и др., 1990; Зорин,



**Рис. 2.1.1.** Тектонические депрессии над мантийными астенолитами на территории Европы (по: [Милановский, 1987])

1–3 – мантийные диапиры: 1 – в средиземноморском поясе, 2 – то же, наиболее продвинувшиеся в развитии, испытавшие глубокое опускание с конца миоцена, 3 – то же в пределах платформ; 4 – крупные грабены; 5 – граница Альпийской складчатой области

**Fig. 2.1.1.** Tectonic depressions in Europe above mantle asthenolites

(1–3) mantle diapirs in the Mediterranean belt: (1) including most advanced examples, (2) under depressions, which deeply subsided since the terminal Miocene, (3) ditto within the platforms; (4) large grabens; (5) boundary of the Alpine foldbelt

Лепина, 1987; Лучицкий, Бондаренко, 1976; Мантийные..., 2002; Рамберг, 1976, 1986; Тащи, Ермошин, 1990], и, судя по всему, теоретическая возможность глубинного диапиризма никем не отрицается. Более того, наличие современных мантийных и астеносферных диапиров фиксируется по данным геофизики во многих районах земного шара в пределах континентальных областей и океанических пространств. В рамках данного исследования проблема глубинного диапиризма интересна, прежде всего, в том смысле, что диапировая тектоника является одним из наиболее ярких и показательных примеров пластичности и подвижности огромных объемов вещества тектоносферы на различных уровнях глубинности.

Наличие мантийных «структур протыкания», выявленных по геофизическим данным, положено многими исследователями в основу ряда геодинамических интерпретаций. Какова природа этих структур – диапировая или протрузивная – обсудим позднее, пока же будем называть их с некоторой долей условности диапирами, как это принято у большинства авторов. Одним из наиболее изученных в этом отношении регионов является Альпийская складчатая область и прилегающие к ней области молодых и древних платформ [Строение..., 1972; Структура..., 1980; Alpine-Mediterranean..., 1982]. Обобщение геофизических данных и геодинамическая их интерпретация

**Рис. 2.1.2.** Примеры глубинных диапиров и протрузий в структуре литосферы (отчетливо видна компенсация вертикальных потоков горизонтальными) →

*A* – схематический профиль через герцинскую Европу (использованы данные: [Милановский, 1987; Хаин, 1977; Chéry et al., 1990; Dary et al., 1990; Ribeiro, 1970; и др.]

1 – астеносфера; 2 – мантийные диапиры; 3 – нижняя и верхняя кора; 4 – молодые позднеальпийские впадины; 5 – структурные линии; 6 – направление предполагаемых перемещений горных масс; 7 – граница Мохо; 8 – молодые вулканы

*B* – характер мантийных потоков в южной части Восточно-Европейской платформы, Черного моря и Карпат, по [Чекунов, 1989, 1990]

1 – поверхность астеносферы; 2 – производные (дочерние) мантийные диапиры; 3 – сублатеральные апофизы (силлы); 4 – раздел М; 5 – фундамент различного состава и возраста; 6 – осадочный слой; 7 – покровно-надвиговые структуры; 8 – водный слой; 9 – разломы; 10 – плиоцен-четвертичные вулканы; 11 – внедрение магмы; 12 – перемещение материала в тектоносфере

*B* – модель формирования глубинного диапира Вредефорт (Южная Африка) (по: [Colliston, 1990; Tectonophysics, 1990])

1 – Доминионская группа и Витватерсрандская супергруппа; 2 – поверхность несогласия; 3 – верхняя кора; 4 – средняя кора; 5 – нижняя кора; 6 – верхняя мантия; 7 – кислые интрузии; 8 – мантийный (нижнекоровый) астенолит; 9 – направление движения вещества

*Г* – физическая модель формирования диапировых структур (по: [Рамберг, 1986])

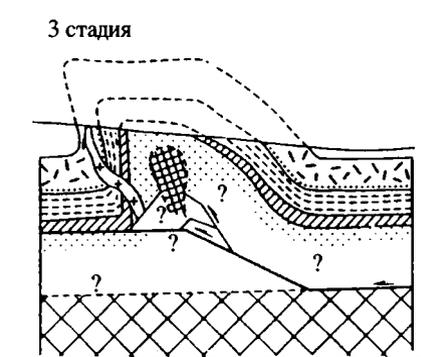
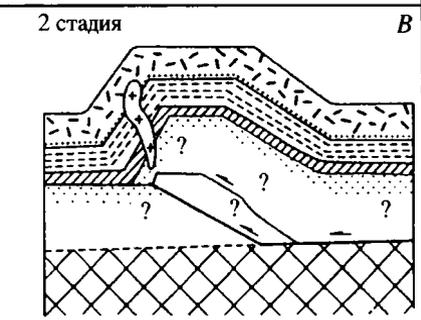
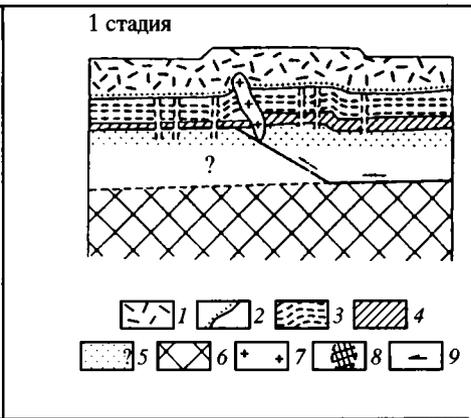
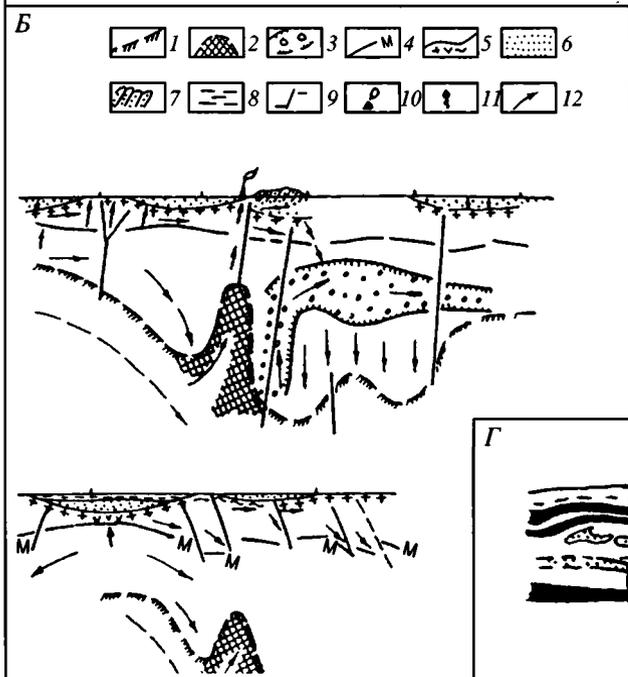
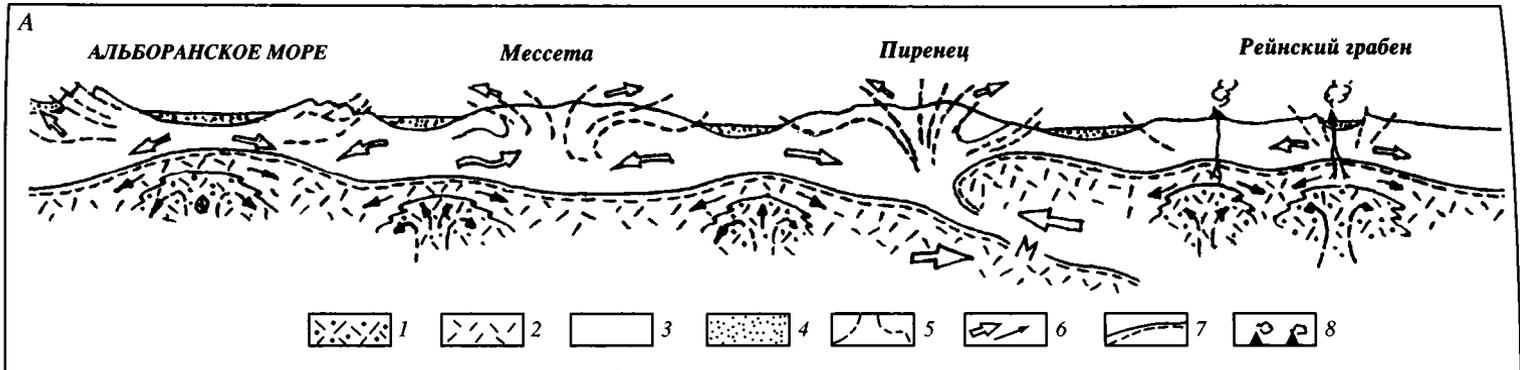
**Fig. 2.1.2.** Examples of deep-rooted diapirs and protrusions in the lithosphere structure (compensation of vertical flows by horizontal ones is clearly seen)

(A) Schematic profile across the Hercynian Europe: (1) asthenosphere; (2) mantle diapirs; (3) lower and upper crust; (4) young late Alpine troughs; (5) structural lines; (6) presumable movement directions of rock mass; (7) Mohorovicic discontinuity; (8) young volcanoes

(B) Character of mantle flows under southern part of the East European platform, Black Sea and Carpathian Mountains: (1) surface of asthenosphere; (2) daughter mantle diapirs; (3) sublateral apophyses (sills); (4) Mohorovicic discontinuity; (5) basement of variable composition and age; (6) sedimentary layer; (7) thrust-sheet structures; (8) water layer; (9) faults; (10) Pliocene-Quaternary volcanoes; (11) magmatic injections; (12) transport of material in tectonosphere.

(B) Formation model of the Vredefort deep-rooted diapir (South Africa): (1) Dominion Group and Witwatersrand Supergroup; (2) surface of unconformity; (3) upper crust; (4) middle crust; (5) lower crust; (6) upper mantle; (7) felsic intrusions; (8) mantle (lower crust) asthenolith; (9) movement direction of rock mass

(Г) Physical formation model of the diapir structure



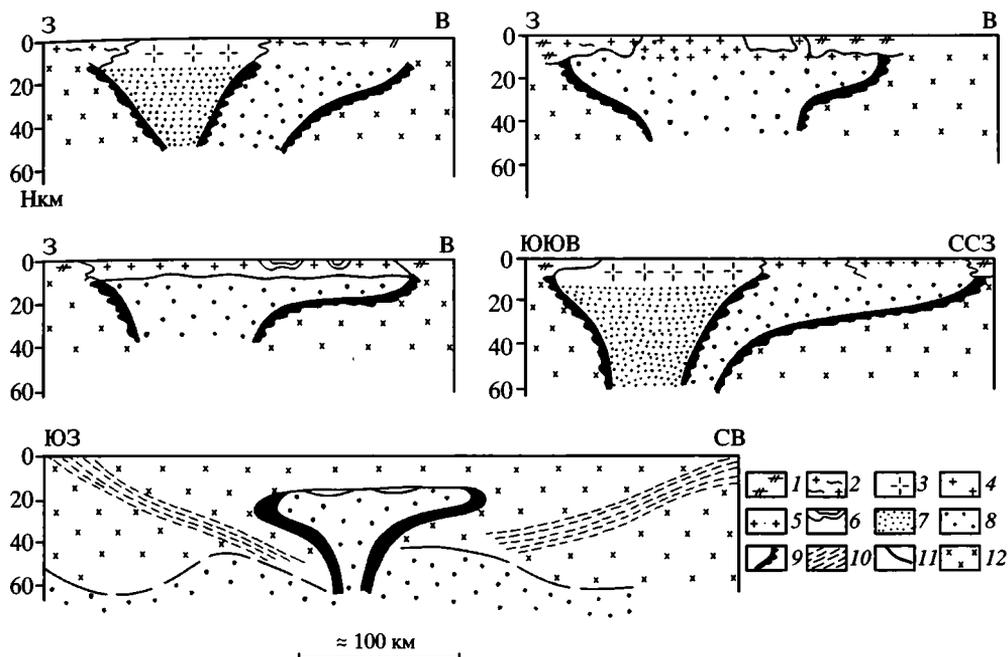
для этого региона наиболее полно отражены в работах А.В.Чекунова [1986, 1987, 1989, 1990, 1991] и его соавторов [Чекунов, Соллогуб, 1987]. Глубинные геофизические исследования показали, что в пределах Альпийского региона и прилегающих к нему с севера плитных областей строение литосферы и тектоносферы резко неоднородно (рис. 2.1.1; 2.1.2). Под депрессиями ниже подошвы земной коры на глубинах 60–250 км выявлены отчетливо просматривающиеся структуры астенолитов. На поверхности Земли астенолитам отвечают определенные морфологические и тектонические структуры, хотя астенолиты занимают по площади более обширные пространства, чем поверхностные структуры, и рельеф глубинных диапиров выражен резче, чем у адекватных им структур на поверхности Земли.

Области пониженных скоростей распространения сейсмических волн, которые соответствуют астенолитам, как показывают сейсмологические исследования, образуют протяженные астенолиты, иногда сливаясь в протяженный астеносферный слой. Глубинные астеносферные структуры региона – это структуры молодые, и их заложение и развитие связано с орогенной стадией развития Альпид. Об их современной тектонической активности свидетельствует геодинамика региона, в частности заложение над мантийными диапирами тектонических депрессий, таких как Альборанско-Южно-балеарская, Тирренская, Паннонская, Эгейская, Черноморская и некоторые другие (см. рис. 2.1.1; 2.1.2). Согласно А.В. Чекунову, областям впадин свойственны: приподнятое положение разогретой и разуплотненной низкоскоростной астеносферы; уменьшенная толщина земной коры с утонением или полным отсутствием консолидированной ее части; проявление молодого вулканизма; обстановка растяжения и деструкции; повышенная сейсмическая активность земной коры и литосферы в целом.

Обобщение данных по астеносфере и другим, менее глубоким, поверхностям и оболочкам тектоносферы Юго-Восточной Европы и сопоставление с другими регионами мира позволили установить [Чекунов, 1990; Чекунов, Соллогуб, 1987] определяющую активность астеносферы, которая обуславливает деформации более верхних структурных этажей литосферы. Интересным является вывод [Чекунов, 1990], что в океанской литосфере при ее сравнительно малой мощности астеносферный импульс распространяется на всю толщину коры, что приводит к возникновению в пределах всей литосферы деформаций единого плана, хотя и затухающих постепенно к верхним горизонтам. На континентах же, где мощность литосферы существенно больше, прямое воздействие явлений, происходящих в астеносфере, распространяется лишь до границы земной коры. Более верхние, относительно более жесткие и пассивные, горизонты подвергаются воздействию опосредованному, вследствие чего неизбежно возникает структурная дисгармония, связанная с дифференциальными горизонтальными перемещениями горных масс, с крупными латеральными срывами, проскальзыванием относительно друг друга отдельных горизонтов, литосферных пластин и объемов пород с различными реологическими и структурно-вещественными свойствами. Именно с этим связаны специфические особенности строения средней и (или) нижней части земной коры континентов в диапазоне 10–25 км, такие как наличие слоев с пониженными скоростями, возникновение на отдельных участках раздела Конрада, выполаживание и затухание разрывов в этих зонах и пр.

Мантийный и коровый диапиризм рассматривается многими исследователями как реальный механизм тектогенеза. В пределах Восточно-Европейской платформы на основании трехмерного геолого-геофизического картирования и использования метода статистической фильтрации волновых полей выявлены [Оронецкий, 1989, 1990; Оронецкий, Кутас, 1980] мантийные «диапиры». В частности, на территории Украинского щита выделено несколько трансоровых аномалий, которые проинтерпретированы упомянутыми выше авторами как мантийные диапиры ультраосновного состава, внедрившиеся в основание протоплатформы в интервалах 1,9 и 1,7 млрд лет (рис. 2.1.3). Трансоровые геофизические аномалии подобного рода представлены телами, имеющими форму усеченного конуса диаметром в верхней части около 200 и в нижней – около 60 км. Прослеживаются они до глубин порядка 120–130 км. Над трансоровыми аномалиями располагаются зоны мощного ареального магматизма и метаморфического и ультраметаморфического изменения пород.

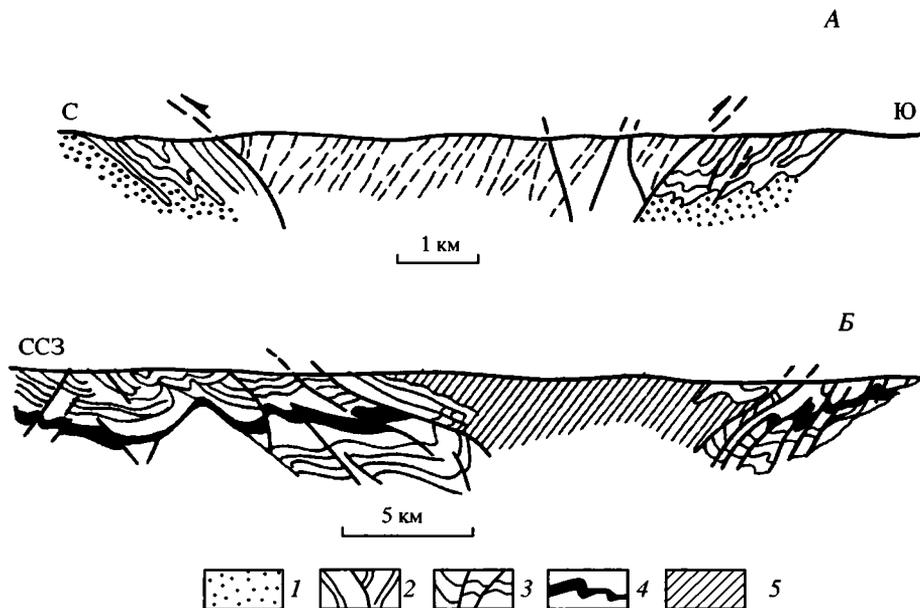
С точки зрения формирования глубинных диапиров интерпретируются и другие структурные комплексы, например диапироподобные купольные



**Рис. 2.1.3.** Модели глубинного строения Ингуло-Ингулецкого района по сейсмическим пересечениям (по: [Оронецкий, 1990])

1 – гнейсы; 2 – мигматиты и граниты; 3–5 – граниты: 3 – рапакиви, 4 – новоукраинские, 5 – кировоградские; 6 – складчатые структуры; 7, 8 – мантийные диапиры: 7 – Кировоградский, 8 – Корсунь-Новомиргородский; 9 – ультрабазиты периферической фации диапиров; 10 – зоны региональных надвигов; 11 – поверхность М; 12 – вмещающие толщи

**Fig. 2.1.3.** Models of deep structure along seismic profiles across the Ingulo-Ingulets area (1) gneisses; (2) migmatites and granites; (3) rapakivi; (4) Novoukrainsk, and (5) Kirovograd granites; (6) folded structures; (7) Kirovograd and (8) Korsun-Novo-Mirгородka mantle diapirs; (9) peripheral ultramafic facies of diapirs; (10) regional overthrust zones; (11) Mohorovicic discontinuity; (12) country rocks



**Рис. 2.1.4.** Диapiroподобные структуры Саксо-Тюрингской зоны

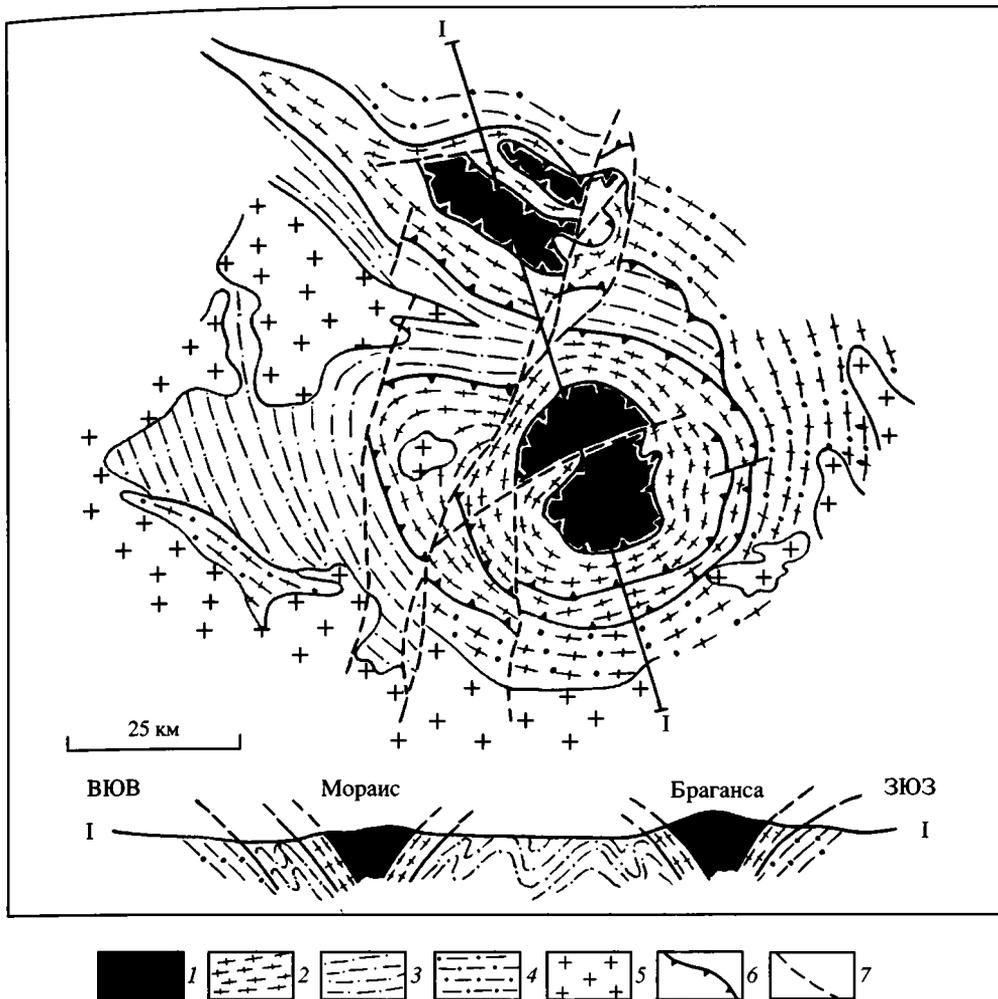
*A* – Франкенбергский (по В. Швану); *Б* – Мюнхбергский (по Р.Г. фон Гертнеру) (из: [Хаин, 1977])

1 – слюдяные сланцы; 2 – кристаллические сланцы; 3 – глинистые сланцы; 4 – гранито-гнейсы; 5 – фрауэрбахские сланцы

**Fig. 2.1.4.** The Frankenberg (*A*) and Münchberg (*Б*) diapir-like structures of the Saxo-Thuringian zone (1) mica schists; (2) crystalline schists; (3) shale; (4) granite gneisses; (5) Frauerbach schists

структуры, известные в пределах Саксо-Тюрингской зоны Европейских герцинид (рис. 2.1.4). Здесь в горизонты слюдяных и кристаллических сланцев и гранито-гнейсов внедрены породы ремобилизованного раннедокембрийского и байкальского фундамента, образующие окаймленные гранито-гнейсовые купола и валы. Состав пород свидетельствует о внедрении верхнекоровых и (или) среднекоровых образований, представленных кислыми массивами гранито-метаморфического фундамента.

Интересным объектом является зона Иберийских герцинид, сложенная отложениями палеозоя. Палеозойские отложения проткнуты изометричными, с внутренним концентрическим рисунком структуры, диapiroподобными образованиями, сложенными породами докембрия (рис. 2.1.5) [Ribeiro, 1970]. В нормальных разрезах породы докембрийского фундамента трансгрессивно и с угловым несогласием перекрыты граувакковой серией кембрийского возраста с остатками *Lingula*. Диapiroны сложены амфиболитами и амфиболовыми сланцами, перидотитами, пироксенитами, эклогитами, гранулитами, различными слюдяными сланцами и гнейсами, т.е. здесь мы, вероятно, наблюдаем прорыв в верхние горизонты коры нижнекоровых образований в основном мафического ряда. Справедливости ради нужно отметить, что в настоящее время данные массивы изображены на картах как останцы аллохтона, но их внутренняя концентрическая структура, вергентность осевых плоскостей складок,



**Рис. 2.1.5.** Строение массивов Мораис и Браганса (Иберийская Месета) (по: [Ribeiro, 1970])

1 – полиметаморфический докембрийский комплекс центральных частей массивов; 2 – комплекс основания массивов; 3 – комплекс палеозойских отложений подзоны Трас-ос-Монтес; 4 – комплекс палеозойских отложений подзоны Дуро; 5 – варисские граниты; 6 – пологие поверхности сместителей (надвиги, зоны хрупко-пластического срыва); 7 – разрывы

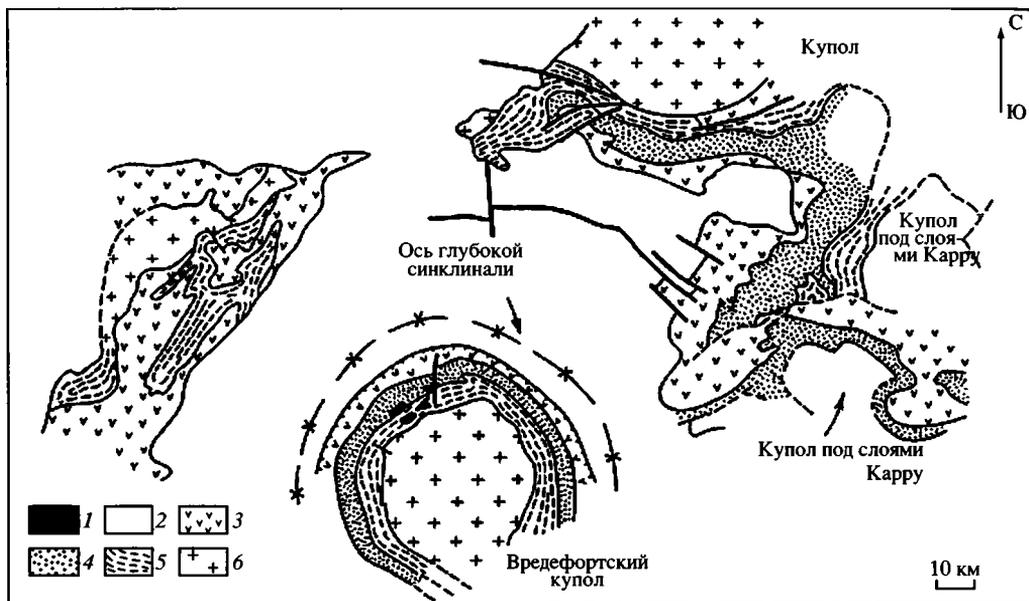
**Fig. 2.1.5.** Structure of the Morais and Bragança massifs (Iberian Meçeta)

(1) Precambrian polymetamorphic complex in central parts of the massifs; (2) basal complex of the massifs; (3) Paleozoic deposits of the Trás os Montes subzone; (4) Paleozoic deposits of the Duro subzone; (5) Variscan granites; (6) low-angle slip surfaces (overthrusts, brittle-ductile detachment zones); (7) faults

разрывов и их пространственное расположение противоречат такой трактовке и скорее свидетельствуют в пользу диапировой природы массивов.

В настоящее время с позиций диапировой тектоники интерпретируется и формирование Саксонского гранулитового массива [Lover..., 1988].

Количество примеров можно было бы продолжить, однако и тот материал, который изложен выше, позволяет сделать некоторые предварительные



**Рис. 2.1.6.** Геологическая карта района Вредефортского купола (Южная Африка) (по: [Дю Тойт, 1957])

1 – щелочные интрузии; 2 – системы Карру и Трансваальская; 3 – система Вентерсдорп; 4 – нижний отдел системы Витватерсранд; 5 – внешние гранито-гнейсы; 6 – древний «гранит»

**Fig. 2.1.6.** Geological map of the Vredefort dome (South Africa)

(1) alkaline intrusions; (2) Karoo and Transvaal systems; (3) Ventersdorp System; (4) lower series of Witwatersrand System; (5) external granite gneisses; (6) old «granite»

выводы. Возможность диапировой тектоники на разных уровнях глубинности в настоящее время не отрицается никем, и «...процессы и движения, происходящие в тектоносфере, запечатлены в современных структурных соотношениях ее границ. Изучая эти соотношения, можно... реконструировать кинематику глубинных механизмов, прежде всего распределение и трансформацию тектонических движений на разных глубинных уровнях» [Чекунов, 1990, с. 314, 315]. И, наконец, глубинный диапиризм отражает реальную подвижность горных масс тектоносферы и связан с крупномасштабным пластическим перераспределением вещества в твердом состоянии и в виде расплавов.

Тем не менее, в геологической литературе не так много примеров глубинного диапиризма, которые были бы всесторонне и глубоко изучены с позиций поверхностной структуры, глубинного строения и истории их становления, что вносит в проблему элемент неопределенности и заставляет некоторых исследователей относиться к этому явлению с известной долей скепсиса [Хаин, 1990]. И все же имеются структуры, генезис которых уверенно интерпретируется с позиций глубинного диапиризма.

Одним из показательных примеров таких структур является Вредефортский купол, который детально изучен с помощью всего комплекса геологических исследований: геокартирования, структурного анализа, геофизиче-

ских и изотопно-геохронологических исследований, бурения и т.д. Статьи ряда авторов по этому вопросу собраны в специальном номере журнала [Tectonophysics, 1990], данные из которого и будут использованы при последующем изложении материала.

Вредефортский купол расположен в Южной Африке, в центральной части Каапваальского кратона (рис. 2.1.6), и представляет собой крупное поднятие с эродированной центральной частью [Дю Тойт, 1957]. В результате эрозии в ядерной части структуры на дневную поверхность выходят породы архейского фундамента.

Породы ядра окружены чехольными образованиями Доминионской, Витватерсрандской и Вентерсдорпской групп, а также Трансваальской серией. Диаметр метаморфического ядра Вредефортской структуры около 40 км. Породы фундамента, слагающие ядро купола, по отношению к окружающим толщам чехла испытали поднятие порядка 30 км по вертикали.

Образования фундамента разделяются на три concentric зоны (рис. 2.1.7): 1 – внешние гранито-гнейсы; 2 – стейнкраальская формация; 3 – внутренняя формация лейкократовых гранобластических пород. Породы внутреннего ядра подвержены метаморфизму гранулитовой фации, а толщи внешних гранито-гнейсов охвачены метаморфизмом амфиболитовой фации. В целом наблюдается возрастание интенсивности метаморфизма по направлению к центру структуры от фации зеленых сланцев на периферии до гранулитовой фации в ядре.

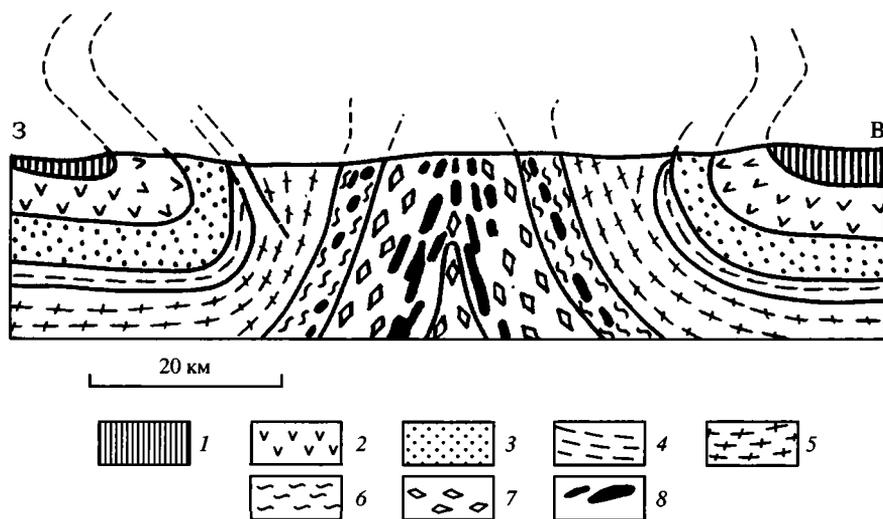


Рис. 2.1.7. Структура Вредефортского купола (по: [Antoine et al., 1990])

1 – Трансваальская серия; 2 – система Вентерсдорп; 3 – верхний отдел системы Витватерсранд; 4 – нижний отдел системы Витватерсранд; 5 – внешние гранито-гнейсы; 6 – Стейнкраальская метаморфическая зона; 7 – внутренняя формация лейкократовых гранобластических пород; 8 – включения мафических пород

Fig. 2.1.7. Structure of the Vredefort dome

(1) Transvaal Group; (2) Ventersdorp System; (3) upper series of Witwatersrand System; (4) lower series of Witwatersrand System; (5) external granite gneisses; (6) Steinkraal metamorphic zone; (7) internal formation of leucocratic granoblastic rocks; (8) inclusions of mafic rocks

Внешние гранито-гнейсы представлены гомогенными гранитами и гранито-гнейсами, структура которых варьирует от гнейсовидно-полосчатой до практически полностью массивной.

В периферической части встречаются отдельные тела зеленых сланцев длиной до 50 м. Зеленые сланцы сформированы по основным и ультраосновным эффузивным и интрузивным породам. Стейнкраальская формация представлена амфиболитами, гиперстен-тоналитовыми гнейсами, основными двупироксеновыми гранулитами, гранатовыми парагнейсами и связанными с ними мигматитами, развитыми в виде пояса.

В пределах выходов формации амфиболитовый пояс слагает ее внешнюю оторочку. Амфиболиты варьируют от одно-, двупироксеновых амфиболитов и горнблендитов до амфибол-пироксеновых гранулитов. Ортопироксен серпентинизирован, клинопироксен замещен роговой обманкой. Гранатосодержащие парагенезы представлены в ксенолитах.

Внутренняя формация лейкократовых гранобластических пород представлена кварц-полевошпатовыми гнейсами с незначительным содержанием фемических компонентов. Отмечены тела (ксенолиты?) гранатовых парагнейсов. Структура пород гранулитовая, присутствует ортопироксен.

На основании петрологических, геохимических и изотопных исследований установлено, что первая стадия развития купола, связанная с его подъемом, сопровождалась термальным метаморфизмом с температурами до 900 °С в центре купола. За этой стадией последовала стадия динамической деформации и шоковый метаморфизм, связанный с реакцией пород на декомпрессию диапира в верхних горизонтах коры. Формирование купола происходило непрерывно-прерывисто в течение длительного времени и связано с частичным плавлением пород купола. На поздних этапах движения вещество находилось уже в субсолидусном состоянии.

Породы чехольной серии представлены позднеархейскими Доминионской, Витватерсрандской и Вентерсдорпской группами, а также нижнепротерозойской Трансваальской серией. Доминионская группа представлена базальтами и в меньшей степени обломочными породами. Витватерсрандская группа представляет собой толщу основных и кислых вулканитов. Трансваальская серия – сложный комплекс обломочных пород, основных и кислых вулканитов, доломитов и сланцев.

Чехольные образования, залегающие с несогласием на фундаменте Вредефортского купола, образуют почти непрерывный лимб вокруг метаморфического ядра структуры. В пределах периферии купола чехольные образования прекрасно обнажены и образуют горную гряду, обрамляющую купол. Пласты здесь залегают круто или запрокинуты. Чехольные отложения пронизаны щелочными интрузиями с окружающими их грубозернистыми роговиками. По удалении от структур облекания появляется кольцевой синклинорий, который представляет собой почти замкнутую структуру шириной около 30 км с развитием интенсивной внутренней складчатости и разрывной тектоники. Ориентировка плоскостей нормальных и опрокинутых складок, микроскладок и кливажа подчинена Вредефортской структуре. Кливаж наклонен по направлению к центру структуры под более пологими углами, чем оси симметрии складок. Отмечены структуры «конус в конусе», развитые в виде пояса, обрамляющего купол и охватывающего чехольные

серии и фундамент. На северо-западе сектора, где породы чехла опрокинуты, оси симметрии конусов ориентированы практически в соответствии с плоскостями напластования; вершины конусов ориентированы при этом от центра Вредефортской структуры. На юго-западе и северо-востоке, где слои субвертикальны, оси конусов также субвертикальны с вершинами, ориентированными вверх. Данные закономерности свидетельствуют о том, что конусы были сформированы, когда слои были еще субгоризонтальны, а их вершины обращены к центру структуры.

В чехольных сериях проявлен катаклиз, фиксируемый на микро- и макроуровнях. Отмечено появление милонитов, жилок псевдотахиллитов, коэсита и стишовита. В зернах кварца зафиксированы микродеформации. На щелочные изверженные тела и метаморфические минералы роговиков наложены структуры конусов деформации, и они рассечены жилками псевдотахиллитов.

История деформации Вредефортской структуры и соседствующих территорий сложна, включает несколько периодов сжатия и растяжения и охватывает интервал времени в 1 млрд лет. «Довредефортские» деформации соответствуют общему плану тектогенеза территории. Собственно вредефортская деформация выделяется как отдельное структурное явление, наложенное на более раннее деформационное поле и связанное с посттрансваальской тектонической активизацией платформы.

Корреляция разрезов Трансваальской серии дает основание полагать, что в пределах большей части Каапваальского кратона в это время существовала мелководная платформа с карбонатным осадконакоплением. В это время еще не чувствовалось влияния Вредефортской структуры. Наиболее существенные посттрансваальские деформации связаны со становлением Вредефортской структуры. Общая конформность литологических границ, геометрическое распределение выходов крутопадающих и запрокинутых слоев, формирование кольцевого синклиория – вот основные черты структуры Витватерсрандского бассейна. Наиболее примечательными чертами структуры в пределах кольцевого синклиория являются: сдвиги, имеющие тенденцию концентрического расположения; радиальные и концентрические вертикальные нарушения; концентрическое расположение осей и осевых плоскостей складок. Эти особенности и общие закономерности формирования тектонической структуры региона приводят к выводу, что формирование Вредефортской структуры происходило независимо от структурных трендов дотрансваальского тектогенеза. Структурный план обрамления купола связан лишь с его конфигурацией. Однако при этом очевидно, что возникновение Вредефортского купола оказало существенное влияние на характер деформаций всего региона.

Вредефортская структура долгое время воспринималась как глубоко эродированный реликт гигантского кратера, являющегося центром магматических процессов, или как астроблема. Однако в настоящее время предложена [Colliston, 1990] новая – компрессионная модель возникновения купола. Модель основана на углубленном и всестороннем изучении вещественного состава и структуры, на комплексных геофизических (рис. 2.1.8) и изотопно-геохронологических исследованиях, на данных геокартирования и бурения. Суть модели сводится к следующему (см. рис. 2.1.2, В). На начальных

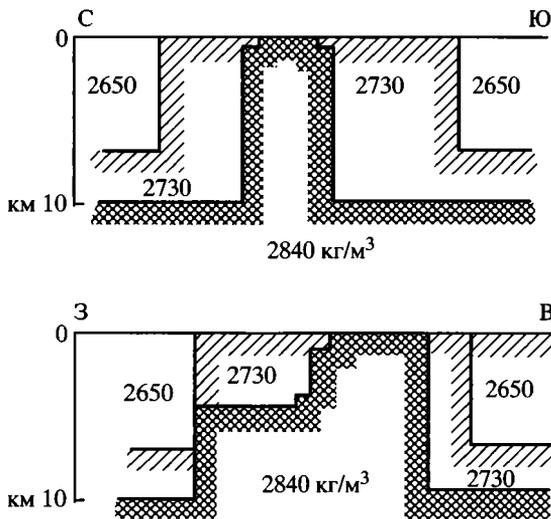


Рис. 2.1.8. Плотностная модель Вредефортского купола (по: [Stepro, 1990])

Fig. 2.1.8. A density model of the Vredefort dome

стадиях (стадии 1 и 2) вдоль корово-мантийной границы происходит заложение субгоризонтальной сдвиговой зоны с надвиговой кинематикой и перескакиванием области субгоризонтального срыва в верхнюю часть нижнекорового слоя. В зоне нагнетания нижнекорового вещества возникает раздвиг, который находит отражение в куполообразном поднятии и деформации осадочного чехла.

Образуется антиформная структура, кора локально утолщается, происходит частичное плавление, и в краевой части развивается кливаж. Со временем в условиях непрерывного нагнетания корового вещества поднятие растет. Уменьшается общее литостатическое давление, что приводит к дальнейшему частичному расплавлению пород. Увеличение объема пород, вызванное плавлением, совместно с прогрессивным сдвигово-надвиговым течением вещества обуславливает накопление в зоне купола потенциальной энергии, которая в конце концов находит разрядку в виде деформаций и вещественных преобразований (шоковый метаморфизм), связанных с глубинным углекислородным взрывом.

Такая модель формирования Вредефортского купола хорошо согласуется со всем комплексом данных по строению и истории развития региона и вписывается в ту систему рассуждений, которая была приведена выше. Модель отражает, прежде всего, значительную подвижность платформенного субстрата на стадии его активизации и реальное перемещение нижне-среднекорового вещества в верхние горизонты земной коры. Более того, модель свидетельствует не только о возможности выхода на дневную поверхность нижнекоровых масс с вертикальной амплитудой перемещения порядка 30 км, но и о необходимости горизонтального перетекания гигантских масс корового вещества в твердом, расплавленном и субсолидусном состояниях.

Возможно, что здесь может иметь значение и механизм гидроэкструзии, который, по данным [Анфилогов, Хачай, 2006; Берсенев, Трушин, 1976; и др.], можно рассматривать в качестве одного из механизмов выдавливания вещества, находящегося под действием высокого литостатического давления, в направлении меньшей нагрузки. «Гидроэкструзия представляет собой процесс пластического течения вещества, которое возникает при высоких гидростатических давлениях. Сущность его заключается в том, что с увеличением давления происходит резкое изменение характера деформации, и

вещество, хрупкое при нормальных давлениях, приобретает способность к тектоническому течению при высоком давлении» [Анфилов, Хачай, 2006, с. 1]. Согласно цитированным авторам, избыточное давление при этом может возникать в силу различных причин: при неоднородном распределении плотности по латерали; при фазовых переходах, которые сопровождаются увеличением объема горных масс; при локальном повышении температуры, сопровождающимся возникновением новых минеральных фаз, имеющих меньшую плотность.

## **ВЕРХНЕКОРОВЫЕ ДИАПИРЫ И ПРОТРУЗИИ**

В первой части книги были описаны примеры диапироподобных купольных структур (Дзирульский массив, Гиссарский батолит), формирование которых связано с проявлением объемной подвижности верхнекорового слоя. Они сформированы холодными кристаллическими породами, которые после этапа стабилизации тектонического режима, в период активизации, вновь обрели подвижность, но теперь уже тектоническую. Рассмотрим еще несколько региональных примеров.

В отношении образования купольных структур за счет активизации фундамента интересную информацию дает район западного крыла Северо-Американской платформы. Данные по геологии, глубинному строению и геодинамике этой территории содержатся в многочисленных публикациях [Бероуш, 1991; Ирдли, 1954; Кинг, 1961, 1972; Кордильеры..., 1967; Кропоткин и др., 1971; Кропоткин, Шахворостова, 1965; Фуз, 1976; и др.], на основании которых и будет дано описание интересующих нас структур.

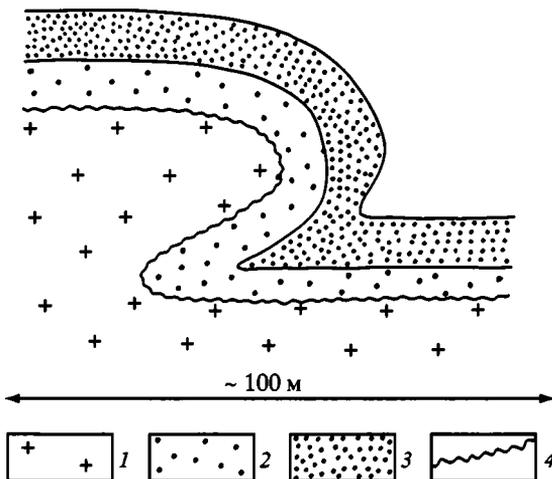
Западная часть Северо-Американской докембрийской платформы, охватывающая район плато Колорадо и Средних Скалистых гор, представляет собой мощную горную страну с высотами 1500–4500 м над уровнем моря, сформированную интенсивно дислоцированными породами фундамента и осадочного чехла. Западная граница деформированной области совпадает с так называемой линией Уосатч, которая отделяет платформенные структуры от Невадийской складчатой области. Восточное ограничение обычно проводится у подножия восточного склона хребтов Скалистых гор.

Рельеф области резко расчленен: плато Колорадо лежит на высотах 1500–2500 м, окружающие его хребты достигают высот более 4000 м. Описываемая часть платформы, подвергшаяся активизации в ларамийское время, в период с кембрия до юры ничем принципиально не отличалась от остальной – недеформированной впоследствии – части платформы. На всей территории происходило образование платформенного чехла, суммарная мощность которого к началу мелового периода не превышала 1–3 км. В выдержанном по площади разрезе палеозойских и мезозойских отложений чехла запечатлены эпейрогенические колебания, приведшие к изменению контуров эпиконтинентальных морей с карбонатным и терригенным осадконакоплением, а также к регрессивным отступлениям морских бассейнов и размыву пологих низменностей. Период спокойного платформенного режима развития растянулся на полмиллиарда лет. В ларамийское время наступил этап активизации, контрастных движений и складчатости.

Рельеф поверхности фундамента платформы в деформированной ее части расчленен на выступы и впадины, имеющие форму складок основания (plis de fond) или грабено- и горстообразных структур. Данными геологической съемки, бурения и геофизических исследований установлено, что современные горные хребты, в осевых частях которых выступают докембрийские породы основания, начали расти в виде крупных пологих складок в конце мелового периода. С течением времени складки фундамента становились выше и круче, и на поздних стадиях на их крыльях возникают надвиги с опрокидыванием слоев в сторону депрессий, разделяющих поднятия. Развитие складок и надвигов происходило в течение длительного времени и синхронно с накоплением осадочных толщ в соседних депрессиях. В ряде случаев бурением установлено, что надвиги развивались из предварительно наклоненных складок, ядра которых сложены докембрийскими породами цоколя. Амплитуды краевых надвигов 1–15 км. Боковое разваливание массивов фундамента или латеральное их «растекание» осуществляется за счет сил гравитации [Фуз, 1976].

На фоне более или менее крупных купольных структур развивается множество «миникуполов», которые фиксируются в отложениях чехла. В ряде случаев в центральных частях куполов обнажаются поднятые породы фундамента (рис. 2.1.9). Сильная деформированность поверхности фундамента докембрийской платформы с возникновением пликативных форм указывает на значительную внутреннюю подвижность кристаллических масс, которая проявилась в различных формах в виде перемещения расплавов и, вероятно, несколько пластифицированных пород фундамента во время палеогенового вулканизма, что наблюдается в районе Малых Скалистых гор, и в результате структурной перестройки жестких и холодных кристаллических масс. Рассмотрим примеры второго способа активизации фундамента, которые отражают реальную подвижность практически самых верхних холодных горизонтов платформенной коры.

Одним из показательных примеров является поднятие Оул-Крик в Средних Скалистых горах (рис. 2.1.10). Здесь, по данным [Фуз, 1976; Wise, 1963, 1967], подвижность фундамента обеспечивается комплексом явлений

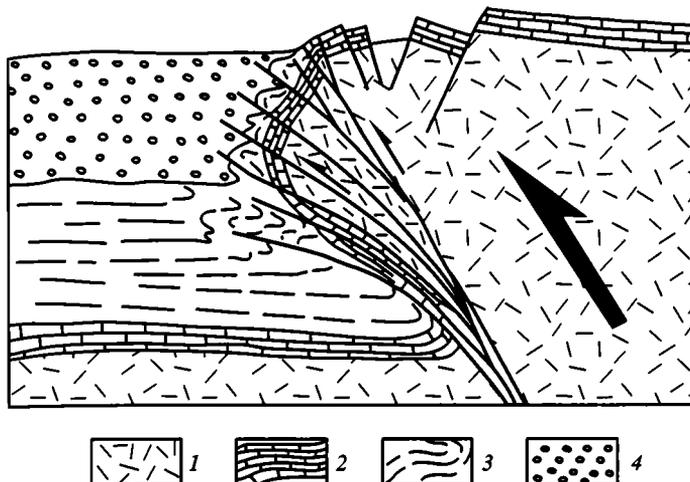


**Рис. 2.1.9.** Гранитный купол (протрузия) в окрестностях Маниту (по: [Бероуш, 1991])

1 – катаклазированные граниты; 2 – светлый кембрийский песчаник; 3 – красный кембрийский песчаник; 4 – поверхность несогласия

**Fig. 2.1.9.** Granite dome (protrusion) in the vicinity of Manitou

(1) cataclastic granites; (2) light-colored and (3) red Cambrian sandstones; (4) surface of unconformity



**Рис. 2.1.10.** Строение купола Оул-Крик (по [Фуз, 1976])

1 – докембрий; 2 – палеозой; 3 – мезозой; 4 – кайнозой

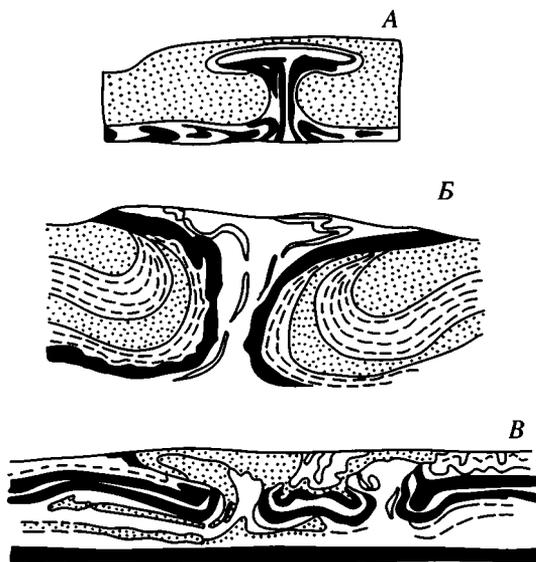
**Fig. 2.1.10.** Structure of the Owl Creek dome

(1) Precambrian; (2) Paleozoic; (3) Mesozoic; (4) Cenozoic

макро- и микроразломной тектоники: развитием разрывов, их виргаций, изгибом плоскостей сместителей, микротрещиноватостью, вращением и объемным расширением блоков и пр. Дифференциальное перемещение отдельных доменов позволяет кристаллическому цоколю образовывать сложные купольные структуры.

В районе Колорадо также описаны [Бероуш, 1991; Hudson, 1955] купольные структуры, которые возникли за счет дифференциальной подвижности кристаллических пород, в том числе гранитов. Поверхность докембрийских гранитов образует сложную флексуобразную форму, конформную со структурой перекрывающих граниты кембрийских пестроцветных отложений чехла (см. рис. 2.1.9). Образование складчатой поверхности гранитов и внутреннюю подвижность упомянутые авторы объясняют полной дезинтеграцией массива до образования чехла. Позднее, в условиях активизации тектонического режима, дезинтегрированный гранитный фундамент деформировался, как и рыхлые осадочные породы, т.е. граниты обрели способность к катакластическому течению, за счет чего и сформировались купольные структуры. Что касается общего механизма постплатформенной активизации западной части Северо-Американской платформы, то ее рассматривают [Ирдли, 1954; Кинг, 1961] как отголосок ларамийской складчатости в более западных районах. Полагаю, что возможны и совершенно иные варианты, но как бы там ни было, очевидно, что кристаллический фундамент обрел подвижность, в результате чего сформировался сложный рельеф его поверхности и возникли многочисленные купольные структуры.

Как видно из изложенного выше материала, «структуры протыкания» имеют различное глубинное заложение и достаточно широко распространены на активизированных участках платформ и подвижных поясов. Обычно



**Рис. 2.1.11.** Физические модели, показывающие формирование тектонических структур в поле силы тяжести (по: [Рамберг, 1976])

А – модель, показывающая направление течений в питающем слое; Б – купол с деформированными слоями, протыкающий слоистую толщу с образованием запрокинутых краевых синклиналей; В – модель системы куполов, внедряющихся в слоистую толщу

**Fig. 2.1.11.** Physical models illustrating formation of tectonic structures in the gravity field

(A) model illustrating current system in the feeder layer; (Б) deformed layers within dome piercing through layered sequence with formation of overturned flanking synclines; (B) a system of domes protruding layered sequence

их относят к категории диапиров, т.е. считают это явление отражением плотностной инверсии. Диапиризм может проявляться и в виде продвижения магматических расплавов, и в виде течения твердых масс, но в обоих случаях физический принцип их перемещения при плотностной инверсии, по-видимому, одинаков [Оровецкий, 1990]: на глубине возникает вещество недостаточной плотности, в связи с чем создается гравитационная неустойчивость горных масс, и возникает потенциальная возможность их всплывания, что подтверждено численным и физическим моделированием, один из примеров которого приведен на рис. 2.1.11.

Движение вещества активизируется литостатическим давлением. На участках, где плотность расплава или продвигающегося в твердом состоянии вещества меньше плотности окружающих толщ, это вещество не обладает возможностью латерального растекания, и ток вещества имеет форму относительно узкого округлого или вытянутого вдоль ослабленной зоны канала. Скорость перемещения у стенок вследствие влияния трения меньше, чем в середине поднимающейся колонны, и поэтому апикальная ее часть приобретает куполовидную форму. Выше изоплотностного уровня возникает возможность латерального распространения вещества, что связано также с уменьшением литостатического давления. В результате формируется тело диапира, имеющее сложную (куполовидную, воронкообразную, грибовидную) форму. При этом формирование глубинных диапиров приводит к образованию специфических структурных форм и связано, как это видно из соответствующих моделей (см. рис. 2.1.11.), со значительным пластическим перетеканием горных масс по вертикали и – это особенно важно – по горизонтали [Лукиянов, 1980, 1991, 1999; Лучицкий, Бондаренко, 1967; Рамберг, 1976, 1986].

В то же время нужно отметить, что Вредефортская структура, Иберийские массивы Брганса и Мендигельза, описанные выше гранитные массивы Северной Америки и Европейских герцинид не являются диапировыми

структурами в прямом смысле этого термина, т.е. не связаны напрямую с плотностной инверсией и простым всплыванием менее плотных и более легких масс к поверхности Земли. Во-первых, в пределах Вредефортского купола и в массивах Испанских Иберид на поверхность выведены не только легкие гранито-гнейсы и граниты, но и породы мафического ряда, заведомо более тяжелые, чем породы вышележащих оболочек коры. Во-вторых, во всех этих регионах фиксируются напряжения общего сжатия, синхронные образованию диапироподобных структур, что находит отражение в структурах обрамления. Таким образом, становление глубинных диапиров (мафического и гранитного составов) происходит в условиях тектонической компрессии. Но прежде чем перейти к обсуждению возможного механизма их формирования, рассмотрим дополнительные данные по тектонической структуре гранитов.

## **ПОСТУМНАЯ ТЕКТНИКА И МЕХАНИЗМ ЭКСГУМАЦИИ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ**

Тот факт, что кристаллические породы фундамента в процессе внутриплитного тектогенеза и в эпохи тектонической активизации подвержены значительным структурным и структурно-вещественным преобразованиям, после рассмотрения изложенного выше материала, полагаю, не вызывает сомнений [Леонов М., 1991, 1993, 1997, 2001, 2005]. Не составляют здесь исключения и граниты, которые уже после становления в качестве магматических тел и остывания испытывают перемещение в пространстве и формируют «тела протыкания» типа диапиров и кристаллических протрузий, что, как мы видели, зафиксировано во многих регионах, в том числе и в рассмотренных примерах Дзирульского и Гиссарского гранитных массивов.

Однако формы проявления деформации и объемного движения гранитоидов в холодном состоянии и значение этого процесса в становлении структуры земной коры изучены далеко не полностью. Изучение гранитоидов Байкальской горной области, Тянь-Шаня и других регионов позволило получить новые данные, расширяющие наши знания о формах и механизмах структурной переработки гранитов при их «холодном» внедрении в земную кору. *Дальнейшее описание базируется на совместном исследовании М.Г. Леонова, Ю.А. Морозова, А.В. Никитина [Леонов М. и др., 2007].*

### **Байкальская горная область**

В пределах Байкальского региона на территории собственно Байкальской складчатой области и на прилегающих участках Сибирской платформы широко развиты гранитоиды различного возраста (от архейских до мезозойских). В пределах Забайкалья фундамент на 80% сложен гранитами и гранито-гнейсами, которые экспонированы на дневную поверхность. Экспонирование связано, в первую очередь, с субвертикальным воздыманием территории в целом и отдельных ее участков. Одним из механизмов экспонирования пород фундамента является процесс гравитационного коллапса и формирование метаморфических ядер кордильерского типа [Склярков и др., 1997]. Процесс этот сопровождается структурно-вещественной переработкой

пород фундамента и чехольных комплексов за счет рассланцевания, разгнейсования и объемной гранитизации.

Но значительная часть территории Забайкалья сложена кристаллическими гранитами, которые не подвержены гнейсификации или подвержены ей в незначительной степени и, на первый взгляд, сохраняют свои первичные состав и структуру. При этом относительно древние граниты в ряде случаев приходят в соприкосновение с заведомо более молодыми образованиями, в том числе и с отложениями плитного чехла, и образуют положительные формы рельефа. Это положение связывают обычно с выдвиганием гранитных массивов в верхние горизонты по системам разломов или – в случае отсутствия палеонтологических данных – окружающим породам приписывается заведомо более древний, чем у гранитов, возраст, а внедрение рассматривается как интрузивное. Однако наблюдения показывают, что многие гранитные тела обладают специфическими структурными особенностями, которые позволяют трактовать их вывод на дневную поверхность с позиций парадигмы реидной деформации и 3D-подвижности. Рассмотрим несколько примеров.

*Тугнуйский «горст» (Западное Забайкалье).* Между Цаган-Дабанским поднятием, которое сложено докембрийскими и палеозойскими гранитоидами и пермско-триасовыми вулканоплутоническими комплексами, и Заганским гранито-гнейсовым валом расположена Тугнуйская депрессия (рис. 2.1.12, А, Б, см. вклейку), которая представляет собой грабен-синклиналь, выполненную мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Протяженность структуры около 100 км при ширине 13–15 км. Впадина разделена так называемым Тугнуйским горстом на две котловины: северную – собственно Тугнуйскую и южную – Сухаринскую. В строении разреза впадины принимают участие преимущественно юрские вулканогенно-осадочные отложения березовской, ичетуйской, тугнуйской и галгатайской свит. Строение Сухаринской впадины несколько иное: из разреза выпадают отложения тугнуйской и галгатайской свит, и он надстраивается нижнемеловыми преимущественно грубообломочными терригенными отложениями с редкими и маломощными покровами трахиандезиобазальтов (убукунская и муртойская свиты). Начало расчленения единого бассейна на два произошло в начале раннего мела, и именно с этого момента возникло внутреннее поднятие – так называемый Тугнуйский «горст».

Тугнуйский «горст» – слово «горст» мы ставим в кавычках по причине, которая будет понятна позже, – представляет собой относительно приподнятую над общим уровнем рельефа морфоструктуру, ось которой вытянута в соответствии с общим простираем структур Забайкалья в направлении запад-юго-запад – восток-северо-восток. Протяженность «горста» составляет несколько десятков километров, максимальная ширина 4–5 км. По существующим представлениям, с севера и юга «горст» ограничен разломами, имеющими взбросовый характер [Ermikov, 1994]. «Горст» сложен граносиенитами и гранитами позднекембрийского комплекса ( $C_2$ ) с многочисленными включениями габброидов моностойского ( $PZ_1$ ) и сиенитов, лейкогранитов соготинского ( $P_2$ ) комплексов, а также андезито-базальтовых пород, сходных с таковыми ичетуйской ( $J_{1-2}$ ) свиты. На последнее обстоятельство обра-

тим особое внимание, так как, по-видимому, эти включения носят постумный тектонический характер, о чем речь пойдет ниже.

На северо-восточном замыкании Сухаринской впадины (в 1,5 км северо-западнее пос. Мухоршибирь) Тугнуйский «горст» образует обращенный к югу заливообразный выступ. Породы вскрыты карьерными работами (вскрыша производилась с помощью экскаваторов без взрывных работ!), а также обнажены в пересекающей гранитный массив балке и хорошо доступны для наблюдения (рис. 2.1.13, А, см. вклейку). Породы массива – двуполевошпатовые граниты и сиенит-диориты с нечетко выраженной гнейсовидностью, образованной за счет ориентированных чешуек биотита. Состав: полевой шпат (плаггиоклаз + ортоклаз) – 80%, кварц – 20%, биотит – единичные чешуйки.

Гранитоиды брекчированы, раздроблены, полностью дезинтегрированы (см. рис. 2.1.12, В, см. вклейку; рис. 2.1.13, Б, В, см. вклейку). Дезинтеграция местами доходит до полного раздробления породы и катаклаза минеральных зерен (рис. 2.1.13, Г, см. вклейку). Структура пород катакlastическая, все минералы раздроблены и частично гранулированы. Кварц имеет волнистое погасание, а зерна – линзовидную форму. Часто на месте первично единого зерна возникает мелкогранобластовый агрегат. Полевые шпаты раздроблены, катаклазированы, незначительно серицитизированы и пелитизированы. Включения гранулированного кварца обычно распложены в интерстициях полевошпатовых зерен. Текстура пород слабосланцеватая.

Основная масса гранитной породы потеряла внутреннюю связность и превратилась в тектоническую брекчию (псевдодресвяник) или дезинтегрирована до состояния песка. Породы в большей своей части превращены в бесструктурную массу. В этой общей катаклазированной массе сохранились отдельные блоки менее катаклазированных гранитов, сохранивших первичные структуры и текстуры. Блоки имеют овальную, слегка линзовидную или неправильно-округлую формы, расположены незакономерно относительно друг друга и основной массы, но, тем не менее, их длинные оси имеют сходную ориентировку и субпараллельны друг другу. Они ориентированы весьма круто (40–90°). Переходы от относительно монолитных блоков и линз к катаклазированной основной массе резкие или нечеткие, с постепенным уменьшением степени раздробленности. Тонкая трещиноватость и рассланцованность постепенно нарастают к центру зон рассланцевания, и в ее центральной части возникает единая трещинная плоскость. В то же время дизъюнктивные нарушения (трещины и небольшие разрывы) часто приурочены к границам между монолитными блоками и раздробленной основной массой. Основная масса представлена или катаклазированным мелкоиздробленным гранитным материалом, или грязно-зелеными рассланцованными, хлоритизированными эффузивами основного состава (метабазальты, метадиабазы).

Граниты пронизаны системой трещин и зонами рассланцевания с явно выраженной структурно-текстурной ориентировкой. Сланцеватость и система трещин ориентированы достаточно хаотично, но при этом четко вырисовывается их субвертикальная общая направленность. Общий рисунок зон рассланцевания, зон повышенной трещиноватости и расположения более или менее монолитных блоков – хаотично-петельчато-линзовидный. Иногда в общей массе гранитного катаклазита присутствуют небольшие линзовидные тела основного состава. Они расположены хаотично, милонитизиро-

ваны, развальцованы, хлоритизированы. По-видимому, первично они представляли собой дайковый комплекс, прорывающий граниты. При последующей совместной деформации сформировалась некая тектоническая смесь – тектонический меланж. В то же время наблюдаются и обратные соотношения, когда округлые блоки и шары гранитного состава со всех сторон обволакиваются матриксом из рассланцованных основных пород (см. рис. 2.1.12, В, см. вклейку).

В целом породы Тугнуйского «горста» (по крайней мере в пределах изученных выходов) имеют облик тектонического гранитно-базитового меланжа. В одних случаях это гранитные и базитовые отторженцы в гранитном катаклазированном матриксе, в других – гранитные блоки в рассланцованном и милонтизированном матриксе базитового состава.

Палеозойские граниты выведены на один гипсометрический уровень с окружающими их базальтами ичитуйской ( $J_{1-2}$ ) свиты, а в своей апикальной части гранитный массив расположен на более высоком гипсометрическом уровне (метров на 10–20 м выше), чем соседствующие с гранитами базальты (см. рис. 2.1.13, А, см. вклейку). И это при том, что базальты – породы плотные, крепкие и противостоят размыву и денудации; граниты же полностью раздроблены, потеряли внутреннюю связность и должны были бы подвергнуться денудации и размыву в первую очередь.

Действительно, граниты гораздо легче подвергаются размыву, что отражается на профиле тальвега одной из балок, пересекающих и базальты и граниты (см. рис. 2.1.13, А, см. вклейку). Можно видеть, что тальвег на границе гранитов и базальтов испытывает резкий перепад по высоте, и врез оврага резко возрастает при переходе водотока с базальтов на граниты. Это свидетельствует о том, что граниты гораздо легче подвергаются размыву. Но при этом их апикальная часть остается на более высоком гипсометрическом уровне, чем базальты. Такое положение может сохраняться лишь при условии непрерывной подачи материала снизу вверх, причем движение по разломам здесь вряд ли может объяснить наблюдаемые закономерности, так как массив представлен полностью катаклазированными породами, имеет ограниченные размеры и как бы протыкает окружающие базальты. Скорее всего, здесь действует протрузивный механизм, связанный с проявлением вязкостной инверсии и формированием тел «протыкания». Подобные процессы и структуры неоднократно описаны в геологической литературе [Бероуш, 1991; Леонов М., 1970, 1974; Леонов М. и др., 1996; Пучков, 1968; Фуз, 1976; Wise, 1963, 1967].

В пределах Западного Забайкалья очень многие гранитные массивы в той или иной степени и форме испытали объемный катаклиз. В частности, на северном борту Тугнуйской впадины находится несколько небольших линзовидных тел граносиенитов, которые, по существующим представлениям, приурочены к прибортовому разлому, ограничивающему впадину. Возможно, это и так, но стоит обратить внимание на характер внутренней тектонической структуры массива. Как видно на рис. 2.1.14, массив разбит системой трещин. Можно выделить две отчетливо проявленные системы. Одна система – субпараллельные, сливающиеся под острыми углами и переплетающиеся трещины, которые создают линзовидно-петельчатый рисунок и приводят к выкалыванию блоков линзовидной и ромбоэдровидной формы и



**Рис. 2.1.14.** Внутренняя тектоническая структура граносенинтов (северный борт Тугнуйской впадины)

Объяснения в тексте

**Fig. 2.1.14.** Internal tectonic structure of granosyenites (the Tugnui trough northern wall)

Explanations in the text

формированию дуплексов. Трещины имеют примерно одинаковый наклон и расположены под углами  $30-70^\circ$  к горизонту. При этом примерно ту же ориентировку имеют длинные оси линзовидных блоков. Вторая система представлена поперечными трещинами, которые перпендикулярны трещинам первого типа или расположены под некоторым углом к ним. Трещины первого типа обычно закрытые, второго – чаще зияющие. В результате, особенно в местах пересечения нескольких систем трещин, формируются пустоты. Зияния не заполнены каким-либо веществом. Общий рисунок трещин, форма выкальываемых блоков и их ориентировка, наличие зияний и отсутствие какого-либо их заполнения указывают на их парагенетическое единство и формирование в обстановке относительной декомпрессии и ориентированного растяжения под значительным углом к дневной поверхности. Массивы катаклазированных гранитов изучены и в других районах Забайкалья (Моностойский гранито-гнейсовый вал, хребты Зусы, Курбинский, Яблоневый) и Монголии (р. Керулен, хребет Дзурумтай) (рис. 2.1.13, Д, см. вклейку).

*Гранитный массив горы Шерловой.* Существенная информация относительно тектонической структуры гранитных массивов была получена при изучении гранитов горы Шерловой. Шерлогогорский район, описание которого приведено по литературным данным [Объемное..., 1981], расположен в юго-восточной части Забайкалья, на стыке Агинской и Газимурской структурно-формационных зон Монголо-Охотского пояса. В пределах района развиты метаморфические, магматические и вулканогенно-осадочные образования различного возраста – от докембрия до кайнозоя (рис. 2.1.15, см. вклейку). Фундамент здесь представлен гранитизированными и диафторированными кристаллическими сланцами и ортоамфиболитами. Основную часть территории слагают сложнодислоцированные вулканогенно-терригенные толщи девона–карбона. Во время мезозойского тектогенеза здесь формируются отдельные вулканоплутонические структуры. Герцинские и мезозойские структуры с размывом и угловым несогласием перекрыты терригенно-угленосными отложениями Ары-Булакской и Харанорской впадин. Осадконакопление в раннем мелу сопровождалось вулканической деятельностью и внедрением субвулканических тел гранит-порфиров, которые объединены в кукульбейский комплекс ( $J_3$ ). В их число входит и массив горы Шерловой.

Шерлогогорский массив (как и другие массивы кукульбейского комплекса) в большем своем объеме расположен в пределах слоя ультраметаморфических раннепротерозойских гранитоидов, значительная часть которых была уничтожена при формировании кукульбейских гранитов. Массив отмечен сложной отрицательной гравиметрической аномалией и пониженным магнитным полем. В плане он имеет форму эллипса, но вскрытая эрозией часть – собственно Шерлогогорский купол – округлая изометричная. Площадь массива по изогипсе ( $-250$  м) равна  $8$  км<sup>2</sup>, но площадь вскрытой части невелика ( $2,5$  км<sup>2</sup>), и граниты образуют четко выраженный в рельефе района купол (см. рис. 2.1.15, А, см. вклейку), приподнятый над средним уровнем рельефа на  $200$ – $250$  м. Установлено и несколько других, более мелких куполов. Отпрепарированная поверхность массива образует пологую выпуклую кверху дугу с углами падения в апикальной части  $5$ – $10^\circ$ . По данным наземных наблюдений, бурения и геофизических исследований, Шерлогогорская купольная структура имеет асимметричное строение с крутым восточным и пологим западным бортами. В целом массив имеет форму, промежуточную между гарполитом и плаколитом с нечетко выраженной корневой системой.

Купол сложен розовато-серыми крупнокристаллическими лейкократовыми и биотитовыми гранитами и светлыми, белесыми аплитовидными гранит-порфирами, интенсивно переработанными метасоматическими процессами. Гранит-порфиры приурочены к экзоконтактовым зонам Шерлогогорского массива. Предполагается [Объемное..., 1981], что граниты и гранит-порфиры имели общий магматический очаг. Породы, окружающие гранитные массивы, интенсивно переработаны контактово-метаморфическими процессами. Мощность контактового ореола Шерлогогорского купола достигает, по данным бурения,  $700$  м, а площадь – около  $40$  км<sup>2</sup>. Внутренняя зона роговиков представлена кварц-биотитовыми породами ( $0$ – $150$  м), внешняя – перекристаллизованными гранобластовыми биотит-кварцевыми породами с постепенным уменьшением степени изменений при удалении от мас-

сива. Нужно отметить – это важно в контексте данной работы – высокую плотность и твердость ороговикованных пород, окружающих гранитный купол.

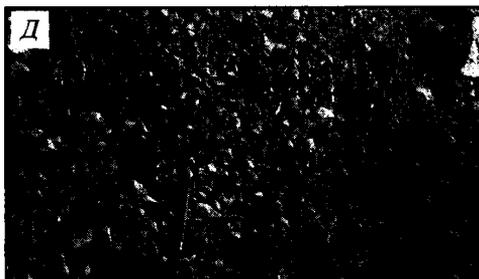
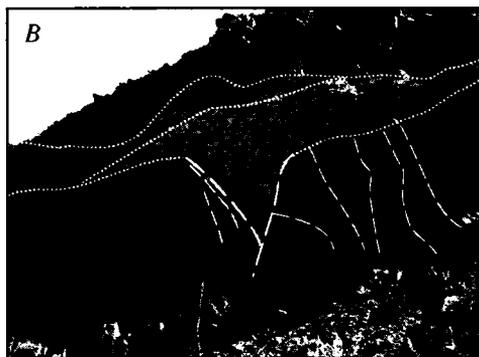
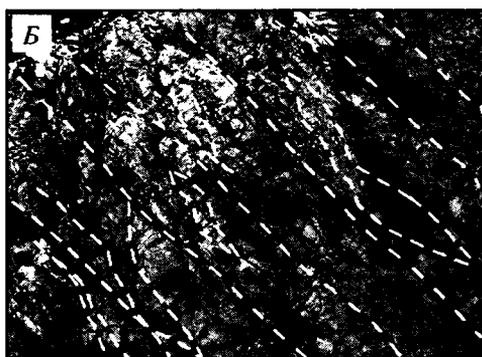
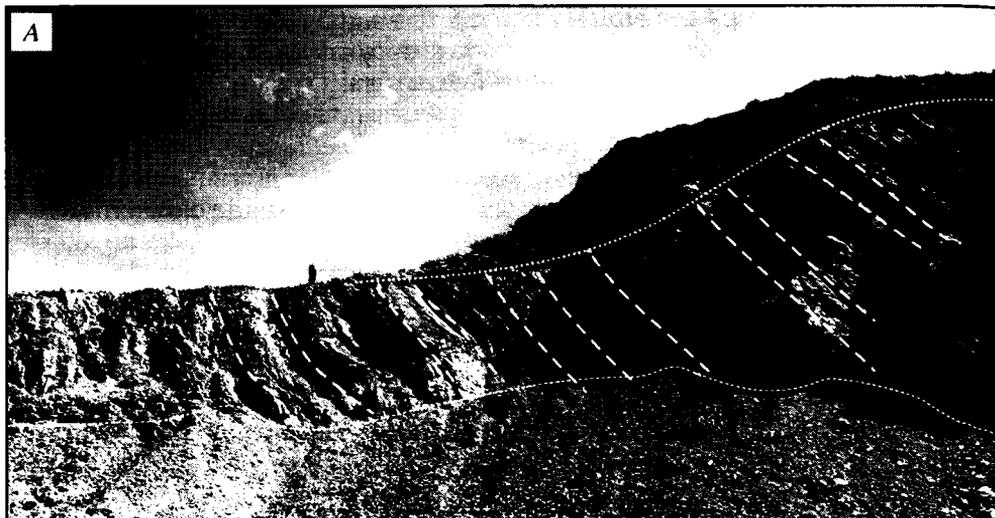
Грубозернистые лейкократовые и биотитовые граниты (как и описанные выше граниты Тугнуйского «горста») в значительном своем объеме разбиты на отдельные глыбы, брекчированы, катаклазированы и представляют собой очень рыхлые породы, легко рассыпающиеся на отдельные куски и даже зерна. Причем раздробление идет вплоть до полной потери связности и катаклаза минеральных зерен. Иногда масса гранита похожа на дресвяник и даже песок. Центральная часть гранитного купола вскрыта глупобоким (до 200 м) карьером. Благодаря этому можно видеть, что дезинтеграция пород не является результатом приповерхностного выветривания (хотя оно и существует) – она свойственна и более глубоким частям гранитного массива.

Кварцпорфиры (гранит-порфиры), слагающие частично Шерловогорский купол, также интенсивно деформированы, хотя и несколько иначе (рис. 2.1.16, А, Б), чем грубозернистые граниты. Выделяются два типа деформации, которые тесно взаимосвязаны.

Первый тип структурной переработки представлен наличием большого числа субпараллельных трещин. Трещины расположены по всему объему кварцпорфиров, в месте наблюдения имеют преимущественно падение  $220^\circ$ , угол  $60\text{--}70^\circ$ . Эти генеральные трещины пересекаются с иными системами (Падение  $90^\circ$ , угол  $50^\circ$ ; падение  $270^\circ$ , угол  $60^\circ$ ; падение  $60^\circ$ , угол  $30^\circ$ ). Трещины относительно прямолинейны или слабоизвилисты, иногда сливаются под острыми углами и снова расходятся, что приводит к обособлению линзовидных блоков с удлинением по падению–восстанию трещин. Расстояние между трещинами 10–50 см, реже больше или меньше. В результате происходит формирование субпараллельных объемов кварцпорфиров типа резко удлиненных линз, «пластин», «досок»<sup>1</sup>. Пластины разбиты серией поперечных субпараллельных трещин, как правило зияющих и не заполненных каким-либо веществом. Ориентировка трещин, их взаимное расположение, выкалывание линзовидных объемов, формирование дуплексов мезомасштаба указывают на относительное перемещение материала, субпараллельное расположению трещин. Регулярное расположение субпараллельных зияющих трещин, перпендикулярных простиранию слайс-структур, указывает на растяжение в субвертикальном направлении, относительная величина которого местами 1–5%, т.е. 1–5 см удлинения на 1 м расстояния.

Второй тип структурной переработки связан с образованием тектонических брекчий и объемным катаклизмом. Степень раздробленности варьирует, но породы в той или иной степени брекчированы, раздроблены и катаклазированы практически повсеместно. Иногда они разбиты серией трещин и имеют брекчиевидную структуру, иногда обломки (класты) отделены друг от друга, раздвинуты, смещены, повернуты относительно своего первоначального положения. В брекчированных объемах много пустот, что указывает на

<sup>1</sup> Эти структуры названы нами «слайс-структурами» от слова «slice» – «долька, ломоть, резать ломтями», которое, хотя и нечасто, используется в англоязычной геологической литературе [Англо-русский..., 1957] по отношению к структурам типа «нарезки».



**Рис. 2.1.16.** Тектоническая структура кварцевых порфиров массива г. Шерловой

*А, Б* – внутренняя slice-структура кварцевых порфиров

*В, Г, Д* – тектоногравитационные микститы, слагающие «шляпу» гранитного массива; характер взаимоотношения раздробленного массива кварц-порфиров и перекрывающих его тектонических и тектоногравитационных микститов (объяснения в тексте)

**Fig. 2.1.16.** Tectonic structure of the Mt. Sherlovaya massif of quartz porphyries

*A, B.* Internal slice-structure of quartz porphyries

*B, G, D.* Tectono-gravitational mixites crowning the granite massif and relations between brecciated mass of quartz porphyries and overlying tectonic and tectono-gravitational mixites (explanations in the text)

обстановку декомпрессии при их формировании. Обломки составляют до 90% объема породы, цементация отсутствует, или определенные объемы подвергаются окварцеванию. Размер кластов преимущественно от 1–5 до 30–40 см в поперечнике, редко до 1 м и более.

Расположение зон брекчирования различно. Иногда оно происходит относительно независимо в пределах каждого элементарного объема слайс-структуры. Тогда размер трещин, их густота и взаимное расположение определяются толщиной элементов нарезки. Внутри слайс-структуры брекчирование также может иметь разную интенсивность: могут сохраняться относительно крупные связные фрагменты «слайдов», но брекчирование может захватывать значительные объемы пород, и в этом случае «слайс-структура» как бы растворяется в общей массе кластических брекчий. В ряде мест дезинтеграция пород столь сильна, что доходит до степени формирования «тектонической муки».

Класты представлены только кварцпорфирами. Их форма диктуется преобладанием того или иного типа структурной переработки – это или более или менее изометричные остроугольные обломки или обломки ромбоэдровидной формы (см. рис. 2.1.16, А, Б). Длинные оси ромбоэдров вытянуты в соответствии с направлением линии падения/восстания «слайс-структур».

В апикальной части массив перекрыт толщей (мощностью 0–20 м) грубокластических брекчий с песчаным заполнителем (рис. 2.1.16, В, Г, Д). Обломки представлены кварцпорфирами типа подстилающих их пород. Обломки неокатанные, остроугольные или со сглаженными краями, зачастую в форме уплощенных и удлинённых параллелепипедов. Размер обломков от первых сантиметров до 1 м, преобладающий размер 15–30 см по длинной оси. Сортировка материала практически отсутствует, расположение обломков хаотическое или с неясно выраженной ориентировкой. Местами наблюдаются неясно выраженные поверхности напластования. Отмечены субгоризонтальная в апикальных частях купола и слабо наклонная (до 10–20°) в его бортовых частях ориентировки длинных осей обломков. Заполняющее вещество – мелкозернистый кварц (из нижележащих дезинтегрированных кварцевых порфиров?).

Текстура породы пористая или щелевидно-кавернозная. Поры и обломки расположены хаотично, без признаков упорядоченности. Объем обломков до 90% общего объема породы. Брекчии в различной степени прокварцованы. Пятнисто-прожилковое окварцевание отмечено в цементе и в пределах обломков. За счет полосчатого окварцевания линзовидно-уплощенные обломки кварцевых порфиров приобретают ориентированную текстуру. Встречаются единичные обломки габброидов и мелкозернистых базальтов. Толща брекчий, сохранившаяся от размыва и выработки карьерными работами, расположена в центральной и восточной частях горы. Брекчии плащом спускаются по склонам на 100–200 м, затем исчезают, по-видимому за счет размыва и переотложения. Поступление кластического материала идет прерывисто-непрерывно, в результате чего формируется серия пластующихся тел, при этом более верхние порции кластического материала заполняют структурные понижения (см. рис. 2.1.16, Г). Важно, что форма обломков в брекчиях идентична таковой крупных и мелких кластов в толще кварцевых порфиров: мелкие обломки неправильной остроугольной

формы, более крупные – уплощенные параллелепипеды или неправильные ромбоэдри.

Учитывая идентичность состава и формы обломков в брекчиях и коренных выходах кварцевых порфиров, их залегание в апикальной части купола, можно уверенно считать, что формирование кластического материала связано с тектонической дезинтеграцией кварцевых порфиров, и описанные брекчии, по классификации М.Г. Леонова [Леонов М., 1981], можно отнести к категории тектонических микститов. В то же время мы видим элементы напластования, относительного перемещения вниз по склону и вторичных, явно диагенетических изменений, свойственных элювиальным отложениям. Таким образом, толща конгломерато-брекчий в определенной своей части может быть отнесена и к типу тектоно-гравитационных микститов, т.е. породам, кластический материал которых сформирован за счет тектонических процессов, а переотложение (перемещение в пространстве) связано с действием гравитационных процессов.

Комплекс особенностей морфо-тектонического строения массива – 3D-тектоническая дезинтеграция гранитов и их объемный катаклиз; характер тектонической структуры (разлинзование, формирование пластин – слайс-структур, дуплексов); ориентировка структурных элементов; изометричная форма массива и более высокое гипсометрическое положение дезинтегрированных масс относительно более устойчивых образований окружения; формирование тектонических и тектоно-гравитационных микститов – все это свидетельствует о потере связности гранитов и снижении их вязкости. А это, в свою очередь, делает весьма вероятным вывод о протрузивной природе гранитного массива горы Шерловой на мезозойско-кайнозойском этапе развития территории. Судя по морфоструктуре массива и наличию «шляпы» практически несцементированных тектоно-осадочных конгломерато-брекчий, протрузивный механизм работает и на новейшем этапе, что, в частности, устанавливается для соседнего Адун-Чолонского массива [Объемное..., 1981]. Ситуация здесь сходна с той, которая рассмотрена на предыдущем объекте (пос. Мухоршибирь). И именно вследствие протрузивного механизма рыхлые, раздробленные породы создают в рельефе отчетливо выраженные положительные формы, тогда как выходы плотных и крепких ороговикованных пород, образующих окружение купола, приурочены к относительно пониженным участкам рельефа.

*Байкальский и Непский мегасводы.* Существенный интерес с точки зрения рассматриваемых вопросов представляют данные о субвертикальном тектоническом расслоении гранитоидных массивов Байкальского и Непского мегасводов, которое сопровождается и существенными вещественными преобразованиями горных масс [Лобанов и др., 1991]. В частности, в разрезе, вскрытом Северомуйским тоннелем, в субвертикальном «переслаивании» (насколько об этом позволяет судить приведенный авторами рисунок) находятся: массивные граниты; трещинные граниты с интенсивным оглиненением по плоскостям притертости; граниты, дезинтегрированные до состояния песка (40–50%), щебня (5–10%), дресвы (25–30%), глины (5–10%); зона глубокой дезинтеграции химического разложения с образованием глинистого материала тугопластической консистенции; глиноподобные массы с примесью песка и дресвы. В том случае, если оглинение глубокое и полевые

шпаты полностью гидролизваны, появляются пачки монокварцевых «песков» с элементами псевдонапластования за счет перемежаемости глинистых и «песчаных» разностей. Наблюдаются постепенные переходы от гранитов до «песчаников».

Унаследованность вещественного и механического состава кластитов от строения и состава исходного материала приводят авторов упомянутой статьи к выводу, что описанные кластиты являются результатом разрушения и переработки гранитов и других кристаллических пород региона. Мощность подобных образований от десятков метров до многих километров. Так, в Северомуйском тоннеле общая ширина выходов дезинтегрированных гранитов 15 км. Сходные образования обнаружены и на других участках региона.

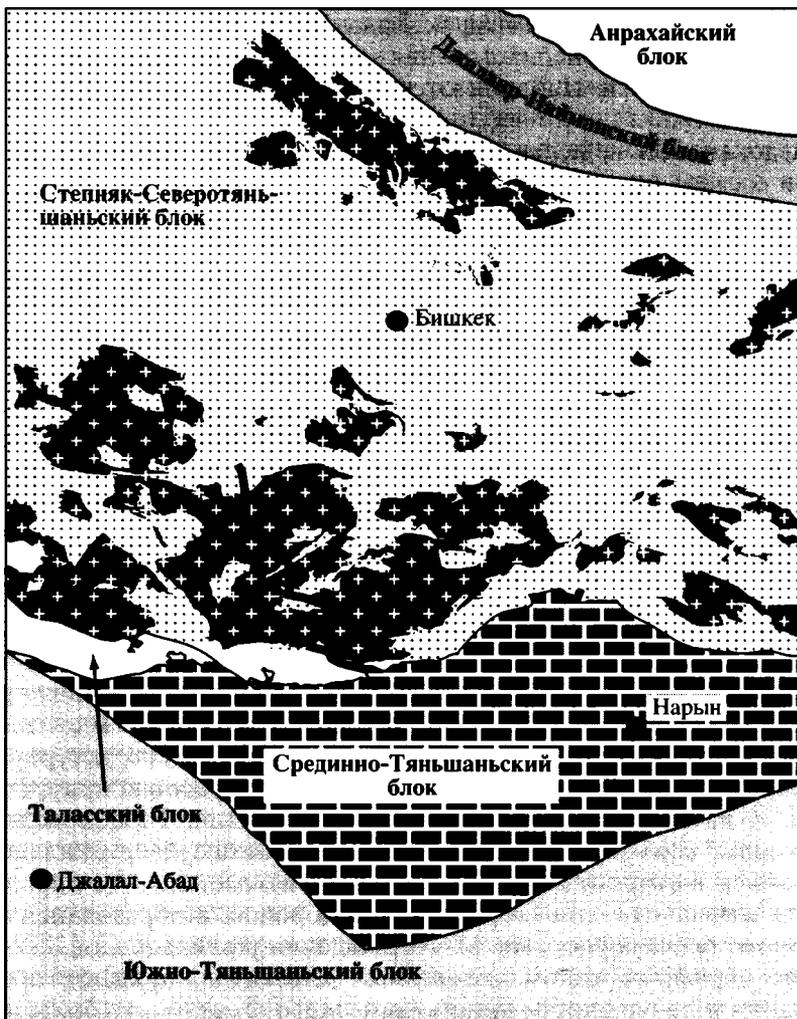
Формирование кластитов, которые в конечном итоге приобретают псевдоосадочный облик, связано с деструктивным тектогенезом, тектонометасоматической и тектонотермальной переработкой гранитного субстрата. Подчеркивается также значение механохимических процессов. Тектонометасоматиты располагаются в алюмосиликатной среде, что приводит к существенным вещественным преобразованиям пород. Образуются такие породы как катаклазиты, сапролиты, какириты, брекчии, нередко дезинтегрированные до дресвяно-песчаной смеси, а также глины, нередко литифицированные до аргиллитов, слюдиты, гидрослюдистые породы, кварцитосланцы, кварциты. Первая группа пород – результат деструктивного метаморфизма, вторая – продукт углекислотного выщелачивания динамометаморфитов. Формирование эндогенных кластитов региона связывается с тектоническими причинами. Отмечено, что процессы деструктурирования и вещественной переработки кристаллических масс региона приурочены, в частности, к провесным зонам купольных поднятий. Расположение зон дезинтеграции и новообразованной псевдослоистости субвертикальное с запрокидыванием в сторону впадин. Важно также отметить, что породы первой группы являются коллекторами углеводородов, а образования второй группы служат флюидоупорами. Месторождения углеводородов, связанные с этим своеобразным типом эндогенных кластитов, придают проблеме дезинтеграции и подвижности кристаллического фундамента большое практическое значение, что подчеркнуто и авторами цитируемой публикации.

Таким образом, этот пример является подтверждением широкого распространения явления объемного катаклаза и «слайс-тектоники» в гранитоидах региона. В периоды активизации кристаллические массы могут становиться подвижными, испытывать существенную структурную и вещественную перестройку (вплоть до полной трансформации) и формировать мощные субвертикальные тектонические потоки и зоны расслоения.

### **Тянь-Шань**

В Главе 1.6 была описана структура Гиссарского батолита, расположенного в пределах Гиссаро-Алайской горной области Южного Тянь-Шаня. Но особенно широко распространены гранитоиды в Киргизском Тянь-Шане.

*Сусамырский массив (Северный Тянь-Шань)*. Сложно построенный, полигенный Сусамырский (в широком понимании) массив сложен позднеордовикскими гранитами, которые занимают значительную территорию Северного

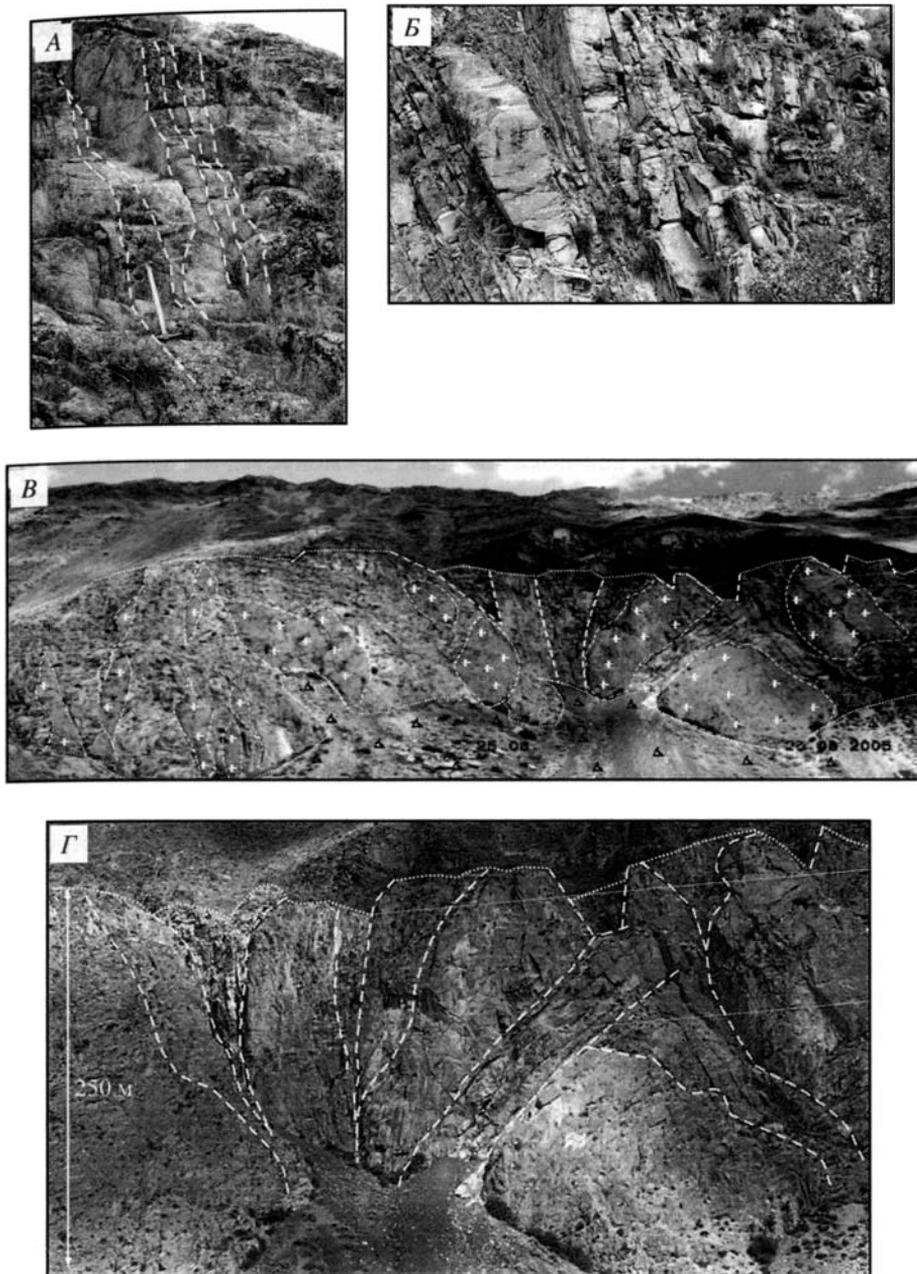


**Рис. 2.1.17.** Положение гранитных массивов в структуре Северного Тянь-Шаня  
 1 – граниты; 2 – линия, на которой расположены объекты изучения

**Fig. 2.1.17.** Granite massifs in the North Tien Shan structure  
 (1) granites; (2) line connecting the study objects

Тянь-Шаня (рис. 2.1.17). Одной из наиболее характерных и ярких черт этих гранитов является их необычайно дробная делимость множественными системами разноориентированных трещин и разрывных нарушений, дезинтегрирующих массив и превращающих его в иерархически построенный агломерат разноразмерных блоков (рис. 2.1.18, 2.1.20).

Изучение внутренней структуры гранитов, особенностей их дробной делимости и нарушенности выявило множество как характерных, устойчивых



**Рис. 2.1.18.** Тектоническая структура гранитов Сусамырского массива

*А, Б* – «слайдовая» структура; *В* – общая тектоническая структура одного из гранитных куполов; *Г* – «веерная» структура в центральной части гранитного купола

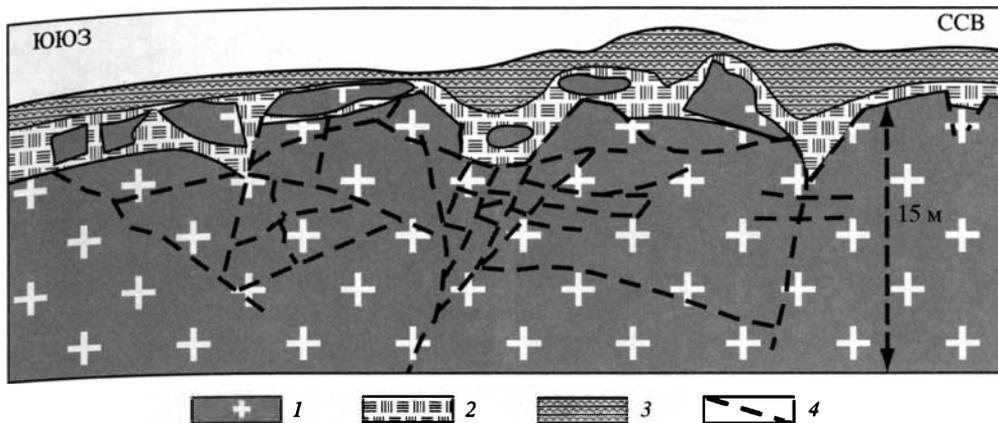
**Fig. 2.1.18.** Tectonic structure of the Srisamyр granite massif

*A, B* – «Slide» structure of the Susamyр granite massif; *B* – General tectonic structure of one granite dome of the massif; *G* – Fan structure in central part of granite-metamorphic dome

на обширных площадях и разных отрезках пересечения Джумгальского хребта, так и специфических черт, указывающих на явно тектоническую природу их структурной переработки. Одной из таких ярких и широко распространенных особенностей является отчетливо проявленная системность в развитии трещиноватости с явными признаками фрактальности (иерархического самоподобия) на разных масштабных уровнях рассмотрения.

В первую очередь, как и в примерах по Байкальской горной области, обращает на себя внимание широкое развитие субвертикальных или крутопадающих (под углами 60–80°), субпараллельных друг другу трещин и поверхностей нарушений, разбивающих массив на отдельные протяженные пластины, толщина которых колеблется от 10–15 до 30–50 см, иногда до 1 м и более. Эта дробная «нарезка» массива на субвертикальные или наклонные литоны, происходящая в широких зонах с закономерной структурной позицией (см. ниже), на наш взгляд, вполне заслуживает самостоятельного типологического выделения и, как показано выше, именуется нами «слайс-структурами». Поверхности трещин часто ветвятся, могут сливаться одна с другой под острым углом и вновь расходиться, образуя линзовидно-ветвистый рисунок. Степень нарушенности гранитного субстрата этими поверхностями неравномерна, порой между ними сохраняются линзы и блоки, а иногда и целые полосы относительно слабо деформированных гранитов (см. рис. 2.1.18). Местами наблюдается пересечение нескольких разноориентированных систем субвертикальной нарезки, что определяет формирование как бы столбчатых форм отдельности гранитов. Картина делимости порой усложняется тем, что породы в пределах протяженных субвертикальных пластин бывают разбиты системой поперечных трещин, которые, по ряду признаков являются трещинами растяжения.

К явно неслучайным структурным формам, возникающим в процессе эволюции гранитных массивов на холодной и «жесткой» стадии их развития, можно отнести и весьма выразительные «веерные» структуры, которые свойственны и другим гранитным массивам (см. рис. 2.1.18, Г; рис. 2.1.19). Они представляют собой систему разрывов, зон скалывания и расщепления, которые в вертикальном сечении в совокупности создают форму раскрывающегося к поверхности веера. Книзу все разрывы и трещины сходятся в единую зону. На фоне общей выгнутой кверху поверхности гранитного массива они образуют некоторое грабенообразное понижение. Нужно отметить, что куполообразная поверхность массива при этом смещена по вертикали на несколько десятков метров. Создается впечатление, что образование этой категории структур связано с проседанием пород в апикальной части формирующегося свода, которое компенсирует рост купола и удлинение его поверхности (условия растяжения). Вероятно, это так и есть, но их возникновение сопровождается и частичным выдавливанием горных масс вверх, как это хорошо видно в левой части рис. 2.1.18, Г. По облику – это типичная структура «цветка» или «пальмового дерева», которая формируется в условиях транспрессии, т.е. на этом примере можно судить о том, что поле напряжений в пределах массива очень сложное, а механизмы формирования его внутренней структуры различны, хотя и связаны парагенетически. Уместно заметить, что «веерные» структуры – достаточно широко распространенная форма деформации; они обнаружены нами в пределах и других



**Рис. 2.1.19.** Структура «веера» (Павловский свод Воронежской антеклизы)

1 – граносиениты докембрия; 2 – додевонская кора выветривания; 3 – девонские отложения; 4 – разрывы

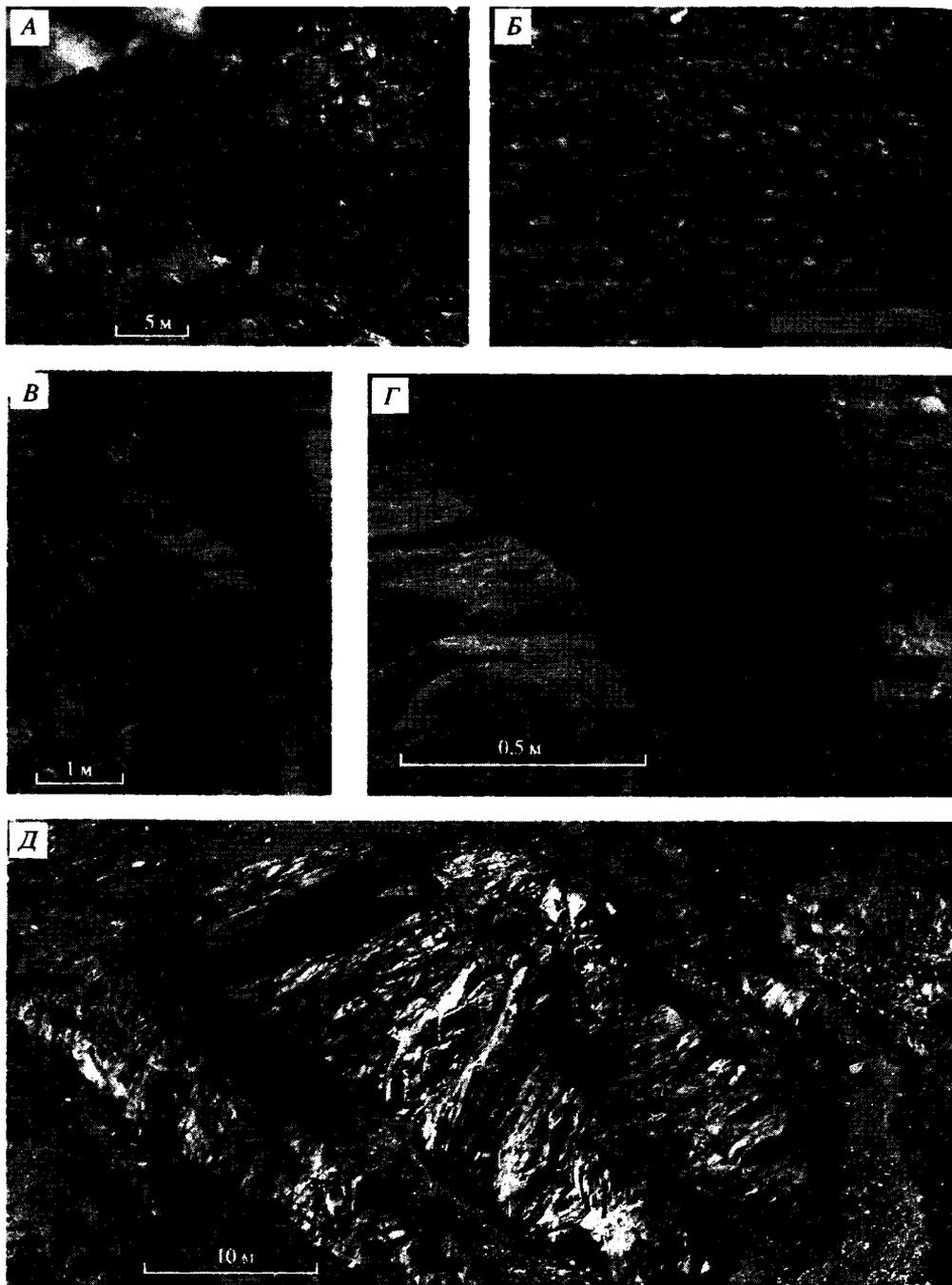
**Fig. 2.1.19.** Fan structure of the Pavlov dome (Voronezh antecline)

(1) Precambrian granosyenites; (2) pre-Devonian weathering crust; (3) Devonian deposits; (4) faults

структур, связанных с изгибанием поверхности кристаллического фундамента [Шенк, 1967], в том числе и гранитных куполов.

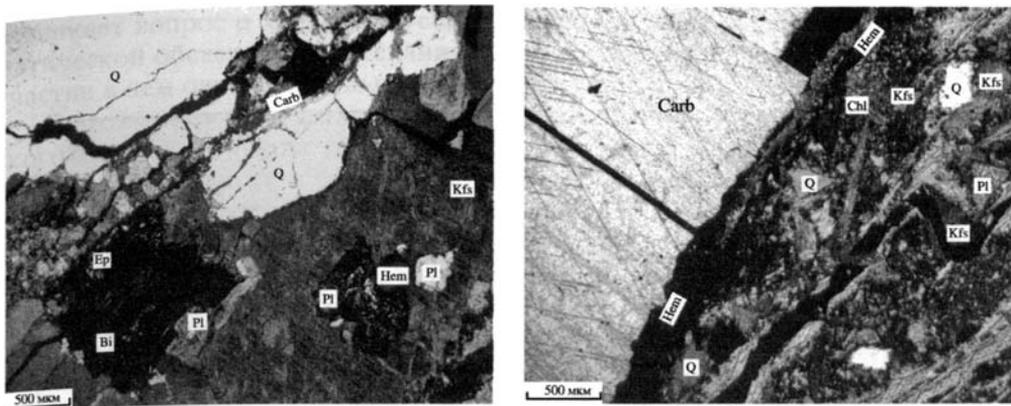
Полевые наблюдения и микроскопическое изучение показало, что возникновение рассматриваемой дискретной делимости гранитов идет в основном за счет процессов хрупкого катаклаза, который придает породе весьма специфический облик (см. рис. 2.1.20, Б), нарушает кристалличность породы и сцепленность минеральных зерен, обуславливает агрегатную подвижность матрикса и его повышенную способность к перемещению. Слабая сцементированность раздробленного материала, отсутствие существенной перекристаллизации, свойственной бластокатаклазитам средней коры, участие в этом минералов явно гипергенного уровня – гематита, кальцита, гипса (рис. 2.1.21) указывают на весьма приповерхностные уровни протекания катакластических процессов. Дезинтегрированные таким образом породы занимают значительные объемы в пределах всего Сусамырского массива. Многие из упомянутых поверхностей субвертикальной делимости имеют примазки (до 1,5–3 см) гематитового материала, включающего в себя «крошево» гранитного состава, а упомянутые выше трещины растяжения, оперяющие эти поверхности, часто заполнены кристаллическим гипсом или карбонатом. В этом случае в раздробленной, катаклазированной основной массе как бы плавают блоки, пластины и глыбы менее нарушенных гранитов (см. рис. 2.1.18, Г). В целом же можно констатировать, что граниты массива деструктурированы практически в полном объеме, в результате чего потеряна их внутренняя связность и тем самым резко понижена эффективная вязкость.

На потерю связности массива гранитов указывают и многочисленные зеркала скольжения на поверхностях трещин и зон нарушений, которые не только фиксируют сам факт подвижности блоков и пластин гранитного субстрата, но и дают сведения о кинематике их относительных перемещений. Систематические наблюдения указывают на проявление вполне закономерной



**Рис. 2.1.20.** Разномасштабные примеры тектонической делимости гранитов Сусамырского массива (фото Ю.А. Морозова из [Леонов М. и др., 2008])

*А* – иерархически построенная блоковая делимость гранитов; *Б* – катаклаз гранитов; *В* – «слайс-структуры» в гранитах; *Г* – гематитизация гранитов вдоль поверхностей делимости; *Д* – ортогонально сопряженные системы поверхностей делимости



**Рис. 2.1.21.** Фотографии шлифов катаклазитов по гранитам с цементацией обломков карбонатным и гематитовым материалом (фото Ю.А. Морозова)

Слева – гранит пересекается кварцевым прожилком, справа – карбонатной жилкой

**Fig. 2.1.21.** Photographs of thin section illustrating cementation of clasts in cataclastic granite by carbonate and hematite material

Quartz vein is visible on the left, carbonate vein on the right

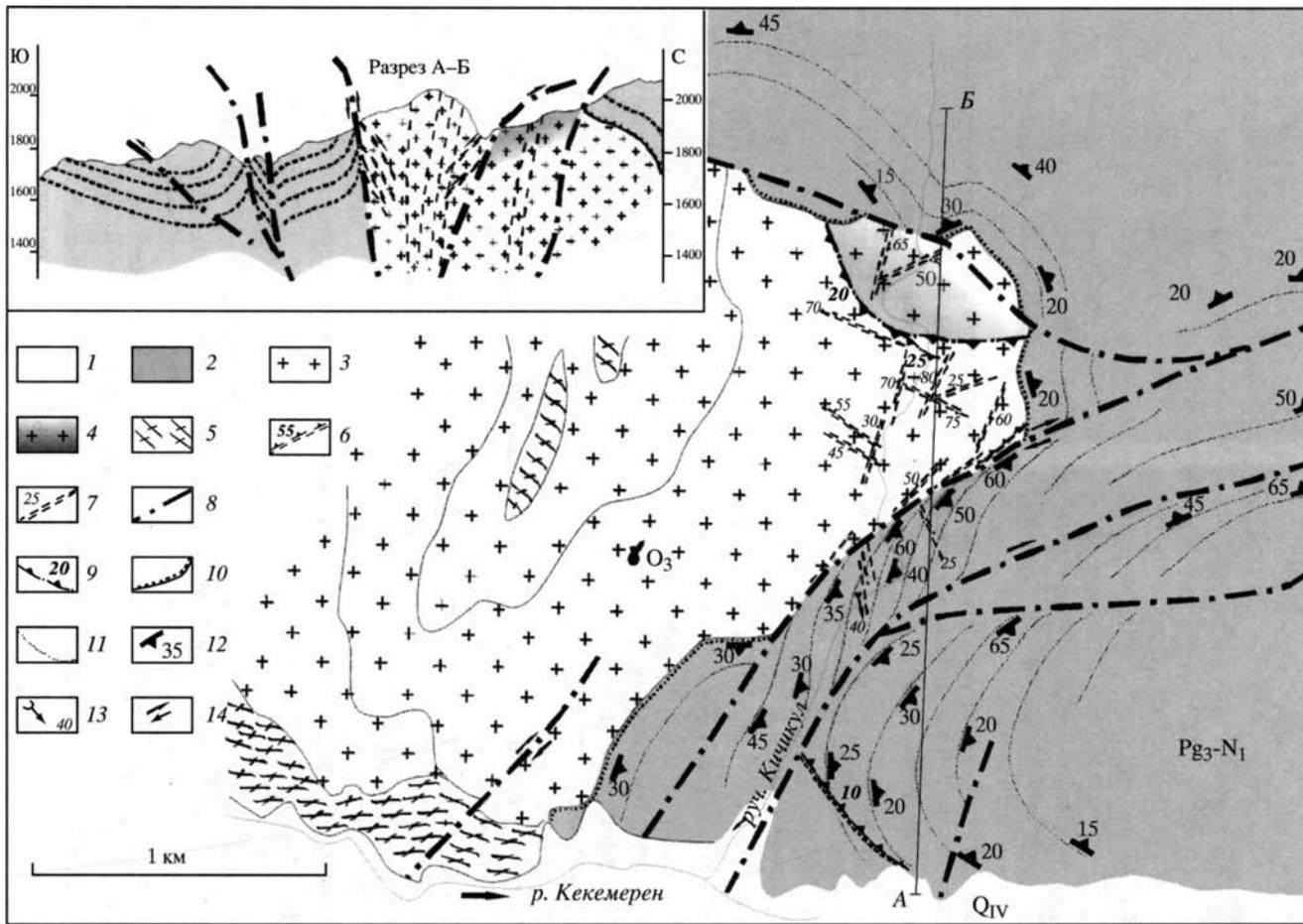
картины в их перемещениях по определенным поверхностям. В частности, установлены факты «выдавливания» вверх центральных частей зон субвертикальной «нарезки», относительно периферийных; при этом в смежных объемах такие перемещения обычно компенсируются сбросовыми движениями по сопряженным наклонным системам поверхностей. На многих поверхностях в этой иерархической системе делимости гранитов устанавливаются признаки и сдвиговых компонент смещений того или иного знака, роль которых становится более ясной только в контексте изучения структуры и кинематики движений в окружающих комплексах. В то же время есть свидетельства несвязного и неупорядоченного перемещения сопряженных блоков, вероятно отражающие процесс хаотичного приспособления элементов блоковой среды в едином мегакатакластическом процессе.

Факты, свидетельствующие о приповерхностном уровне формирования катакластических структур в позднеордовикских гранитах, в сочетании с данными о возможном времени выведения гранитоидов в приповерхностные горизонты, судя по оценкам возрастных рубежей подъема пород Северного Тянь-Шаня методами трекового анализа (21–11–2 млн лет) [Миколайчук и др., 2003; Bullen et al., 2001; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006], указывают на то, что иерархически построенная мультиблоковая внутренняя делимость гранитов скорее всего возникла на стадии альпийского орогенеза. Множественность и иерархичность систем делимости гранитного субстрата, хрупко-катакластический характер деформаций обеспечивали необходимую подвижность консолидированной породы на орогенном этапе. Естественно,



**Fig. 2.1.20.** Tectonic divisibility of granites: examples of different scale in the Susamyr massif

(A) block divisibility of granites in hierarchic order; (B) cataclasis of granites; (B) «slice-structures» in granites; (I) hematitization along divisibility planes in granites; (II) orthogonal systems of divisibility planes



возникает вопрос о характере геодинамических условий реализации, кинематической обстановке протекания этого процесса в регионе, об отклике и участии в нем разновозрастных вмещающих комплексов.

С этой целью для детального картирования и структурно-кинематического анализа гранитоидов и окружающих пород кайнозоя был выбран участок в северо-западном борту Джумгальской впадины, где в ядре крупной складчатой структуры, образованной слоистой толщей верхнего палеогена – нижнего неогена (киргизская свита) выходит гранитный массив позднего ордовика (рис. 2.1.22; 2.1.23). Характер контакта слоистых толщ с гранитами различен в разных местах – есть участки пологого исходного налегания слоев на кровлю массива, но на многих отрезках имеет место весьма крутое причленение слоев, приближающееся к субвертикальному в узкой (несколько метров) приконтактной полосе. С учетом того, что в этих местах фиксируется и азимутальная дискордантность простираний слоистости и контакта, можно допускать тектонический характер их соотношений, который обусловлен системой разрывных нарушений, облекающих массив с севера и юго-востока и протягивающихся далее в узкой полосе.

Кинематические признаки на отдельных отрезках этих разрывных нарушений – подворот слоев около поверхности сместителя; разворот против часовой стрелки плоскостных деформационных текстур в эндоконтактных зонах катаклаза гранитов; правостороннее смещение последними аплитовых прожилков и др. указывают на правосдвиговую компоненту смещений по этим разрывам. Вместе с тем, более крутое, чем тектонический контакт с гранитами (см. рис. 2.1.22; см. рис. 2.1.23, Г), залегание упомянутых плоскостных текстур катаклазитов непосредственно в зоне эндоконтакта, погружающегося под массив, позволяет допускать и взбросовую компоненту – элемент выдавливания (с надвиганием) гранитов на окружающие породы.

Внутреннее строение гранитов в этом массиве также определяется множественными иерархическими системами трещин, катакластических текстур, разрывов, среди которых наиболее ярко проявлена субвертикальная система ортогонально сопряженных слайс-структур (см. рис. 2.1.23, Б, И). Их субширотное и субмеридиональное простирания вполне вписываются в

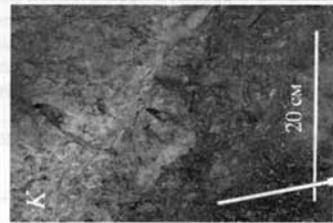
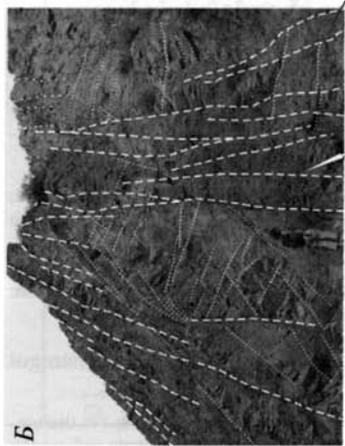
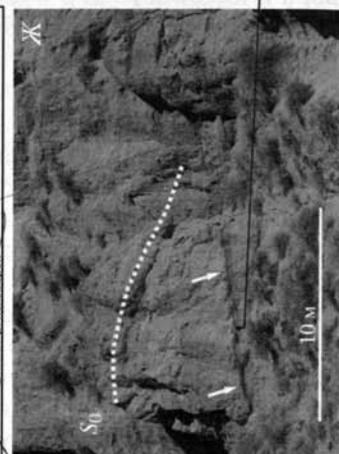
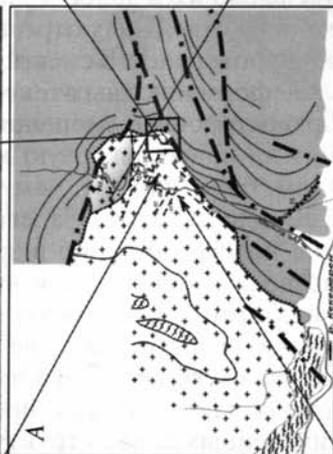
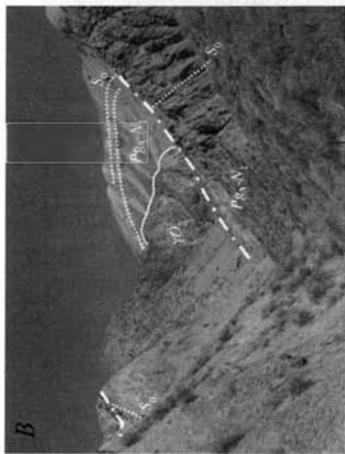
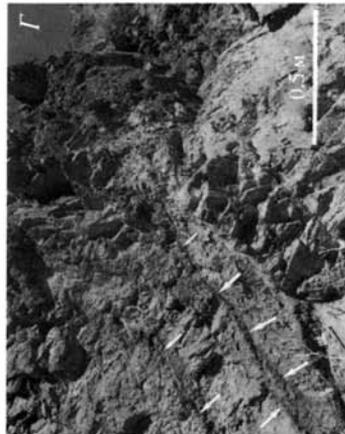


**Рис. 2.1.22.** Структурно-геологическая карта и разрез участка в северо-западном борту Джумгальской впадины. Составил Ю.А. Морозов с использованием данных карты Е.А. Стрельцова и др. (1983 г.), М 1:50 000

1 – четвертичные отложения; 2 – отложения киргизской свиты  $Pg_3-N_1$ ; 3 – граниты позднего ордовика; 4 – дезинтегрированные разности гранитов с красноцветной корой выветривания; 5 – метаморфические терригенно-карбонатные сланцы, относимые к протерозою; 6 – зоны интенсивного катаклаза в гранитах; 7 – системы трещиноватости в гранитах; 8 – разрывные нарушения с преимущественно сдвиговой кинематикой; 9 – надвиги; 10 – стратиграфические контакты; 11 – слоистость в породах киргизской серии; 12 – элементы залегания слоистости; 13 – оси мелких складок; 14 – знаки сдвиговых смещений

**Fig. 2.1.22.** Structural-geologic map and profile of an area in the northwestern wall of the Dzhungol trough, scale 1:50 000

(1) Quaternary deposits; (2) deposits of the Kyrgyz Formation,  $Pg_3-N_1$ ; (3) Late Ordovician granites; (4) disintegrated granites with red weathering crust; (5) Proterozoic metamorphic schists after terrigenous-carbonate sediments; (6) zones of intense cataclasis in granites; (7) jointing systems in granites; (8) faults of predominantly shear kinematics; (9) overthrusts; (10) stratigraphic contacts; (11) layering in sediments of the Kyrgyz Group; (12) stroke and dip of bedding; (13) small-fold axes; (14) marks of slip displacements



соотношение сопряженных сколов Риделя в полосе разрывов, облекающих массив. Помимо крутых поверхностей делимости гранитов, достаточно широко развиты пологие поверхности катаклаза и трещиноватости (рис. 2.1.23, З, К), некоторые из которых отчетливо сопряжены и оперяют более крупные разрывные нарушения, местами встречающиеся в массиве. Один из них зафиксирован в северной части периклинального замыкания структуры и представляет собой дугообразный в плане надвиг, по которому кристаллические границы надвинуты на красноцветную кору выветривания и сильно дезинтегрированные гранитные разности (см. рис. 2.1.22; см. рис. 2.1.23, Д). Это в очередной раз свидетельствует, что внутренняя структура делимости и катаклазиты по гранитам формировались уже после отложения толщ киргизской свиты, с базальным горизонтом которой повсеместно связаны красноцветные коры выветривания палеозойских осадочных пород и гранитов. Более того, в катаклазированных гранитах довольно часто встречаются синкинематические прожилковые выделения гипса, также широко развитые в красноцветах киргизской свиты. Описываемый надвиг вполне вписывается в общую систему разрывов всего участка, образующую в совокупности так называемую «структуру цветка» (см. разрез на рис. 2.1.22), природа которой, несомненно, связана с транспрессивными условиями деформации. Свидетельством последних, помимо «цветковой» формы, являются структурно-кинематические признаки надвиговой и правосдвиговой компоненты смещений по многочисленным оперяющим мелким разрывам. Принципиально важным является и то обстоятельство, что пологие разрывы с надвиговой и сдвиговой компонентами перемещений выявлены и в слоистых толщах киргизской свиты (см. рис. 2.1.23, Е, Ж).

Однотипность кинематики движений по разрывам, составляющим «структуру цветка» в гранитах и кайнозойских осадочных толщах, единый структурный план и общность проявления наложенных процессов явно приповерхностного уровня позволяют сделать вывод, что дробная внутренняя делимость гранитов и широко проявленные в них катакластические деформации явились результатом совместной деформации пород гранитного фундамента и осадочных пород палеогена–неогена в условиях транспрессии, характеризующей геомеханическую обстановку орогенеза и обусловившей при этом повышенную объемную подвижность ранее консолидированных пород и их выведение на верхние уровни коры. Здесь уместно отметить, что режим транспрессии является тем благоприятным типом геомеханической обстановки, в которой реализуется возможность выведения глубинных образований на поверхность в виде протрузий подвижного материала, пакетов тектонических пластин, купольно-диапировых форм [Морозов, 1998]. Также принципиально важна пространственно-временная сопряженность процессов транспрессии и транстенсии, составляющих своего рода comple-

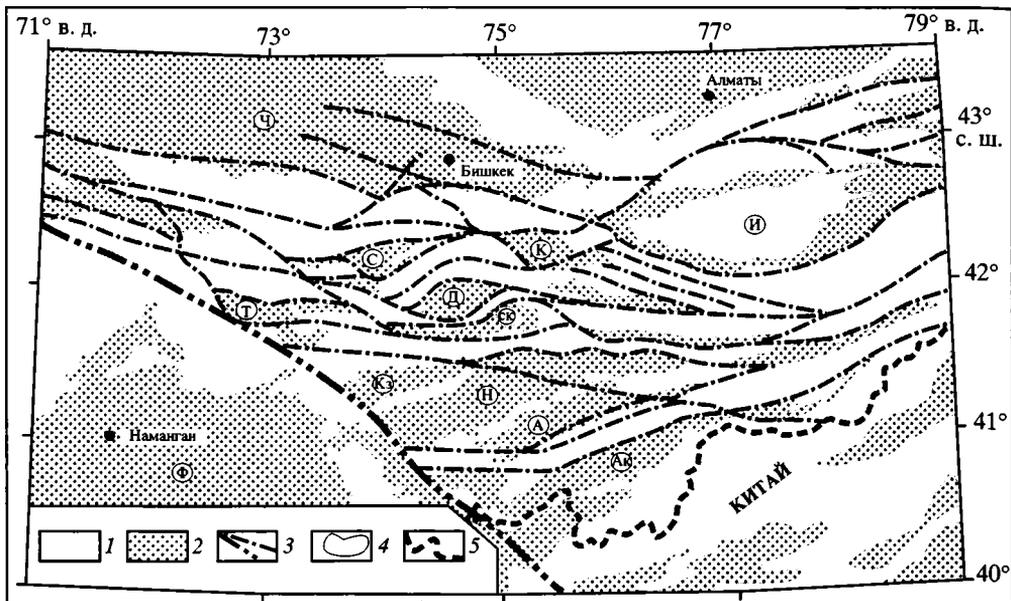


**Рис. 2.1.23.** Примеры деформационных структур в гранитах позднего ордовика и в окружающих толщах киргизской свиты. Фото Ю.А. Морозова из [Леонов М. и др., 2008]

Объяснения в тексте

**Fig. 2.1.23.** Deformation structures in the Late Ordovician granites and surrounding deposits of the Kyrgyz Formation

Explanations in the text



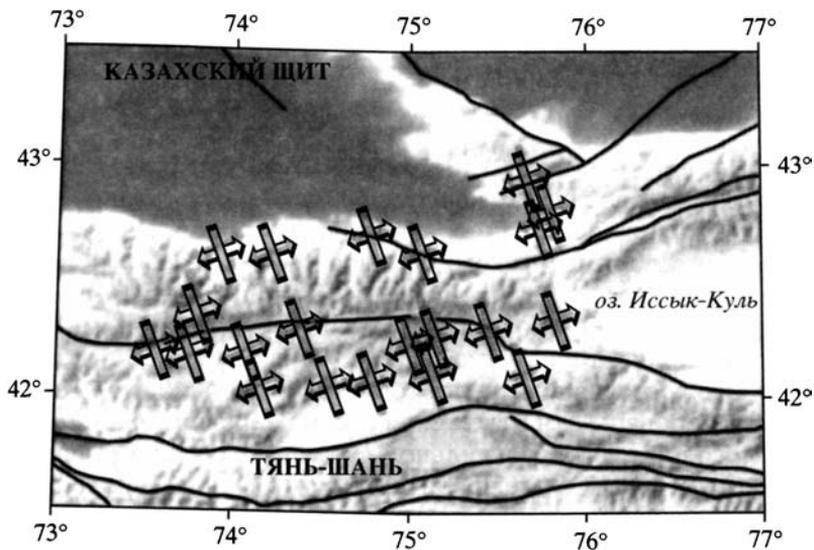
**Рис. 2.1.24.** Тектоническая схема Кыргызского Тянь-Шаня (составлена на основе Геологической карты Кыргызской ССР М 1:500 000, редактор С.А. Игембердыев (1980) и тектонических схем О.К. Чедия [1986])

1 – преимущественно палеозойские комплексы пород; 2 – кайнозойские комплексы пород; 3 – крупнейшие разломы; 4 – озерные впадины; 5 – государственная граница Киргизии с Китаем. Буквы в кружках – впадины: А – Атбашинская, Ак – Аксайская, Д – Джумгольская, И – Иссыккульская, К – Кочкорская, Кз – Казарманская, Н – Нарынская, С – Сусамырская, Ск – Сонгкельская, Ф – Ферганская, Ч – Чуйская

**Fig. 2.1.24.** Tectonic scheme of the Kyrgyz Tien Shan (compilation based on the Geological Map of the Kyrgyz SSR, 1:500 000, ed. S.A. Igemberdyev, and tectonic schemes by O.K. Chediya)

(1) predominantly Paleozoic rocks; (2) Cenozoic rock complexes; (3) principal faults; (4) lake basins; (5) state boundary between Kyrgyzstan and China. Encircled letters denote (A) Atbash, (Ak) Aksai, (D) Dzhumgol, (I) Issyk-Kul, (K) Kochkor, (Kz) Kazarman, (H) Naryn, (C) Susamyр, (Ck) Sonkel, (Ф) Fergana, and (Ч) Chui depressions

ментарные пары геодинамических режимов [Морозов, 2004]. Совершенно не случайно рост хребтов Северного Тянь-Шаня в олигоцене – начале миоцена шел практически параллельно с заложением межгорных впадин [Макаров, 1977; Чедия, 1986]. При этом консолидированные породы палеозоя, в том числе и рассматриваемые нами граниты, приобретали на стадии орогенеза новую подвижность, испытывая подъем в зонах транспрессии (хребты) и опускания в зонах транстенсии (впадины). Если на транспрессивный характер новейших деформаций в хребтах у нас есть прямые вышеприведенные свидетельства (в гранитах), то о транстенсивной природе впадин можно судить лишь косвенно по их типично пулл-апартовой сигмоидальной форме (рис. 2.1.24), приуроченности к размыкающимся при сдвиге изгибам (releasing bends) региональных разломов (Сусамырская, Джумгалская впадины) или по отчетливо кулисному их расположению относительно общего простирания структур (Казарманская, Нарынская, Атбашинская, Аксайская впадины). Характер распределения напряжений растяжения–сжатия в пре-



**Рис. 2.1.25.** Горизонтальная проекция главных осей растяжения–сжатия сейсмостектонической деформации на Северном Тянь-Шане (по [Сычева и др., 2005])

**Fig. 2.1.25.** Horizontal projection of main extension–compression axes of seismotectonic deformation in the northern Tien Shan

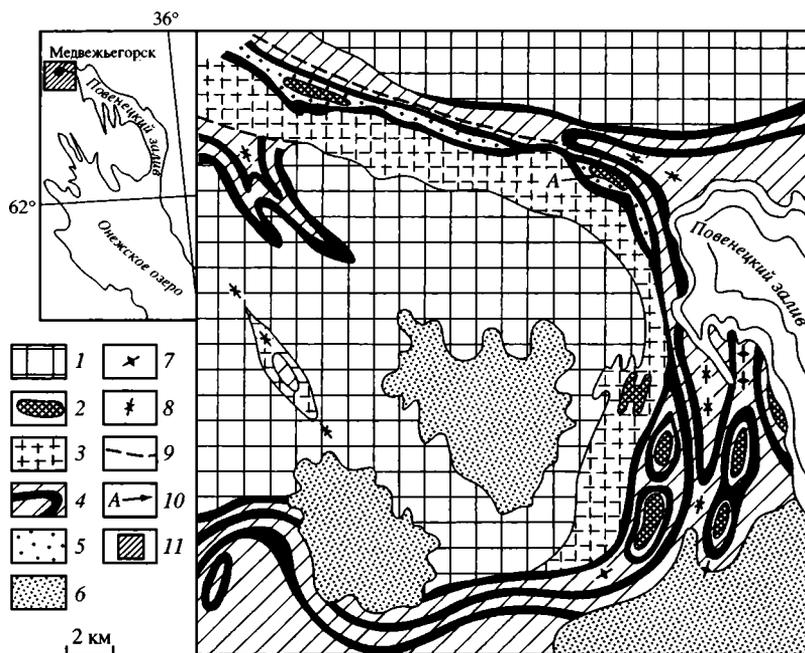
делах Тянь-Шаня также подтверждает вывод о транспрессионной природе современной морфоструктуры региона (рис. 2.1.25).

С кинематической точки зрения этот процесс, по всей видимости, был двухстадийный: на ранней стадии (с позднего олигоцена до конца плейстоцена) транспрессия и транстенсия были, судя по всему, левосдвиговыми, а начиная с плейстоцена, когда фиксируется новая стадия активизации движений, сдвиговая компонента движений меняется на правостороннюю. Именно эти движения затронули и отложения межгорных впадин, в том числе конгломераты раннего квартера, обусловив формирование в них линейных локализованных зон разрывно-складчатых деформаций, выстраивающихся в правосторонние кулисы около граничных разломов или крупных разрывных нарушений субширотного простирания, пересекающих впадины. Говоря о комплексной сопряженности режимов транспрессии и транстенсии в пределах Северного и Среднего Тянь-Шаня, естественно поставить вопрос о том, где и каким образом в коре реализуется согласованная перестройка восходящих движений материала транспрессивных зон и нисходящих движений во впадинах. Нам представляется в самых общих чертах, что это могло бы происходить в зонах внутрикоровых волноводов, отмеченных пониженными скоростями волн и повышенной электропроводностью, что достаточно уверенно связывают с потерей прочности пород при смене механизмов их деформирования и реологических свойств, дилатансионными эффектами, повышенной поврежденностью субстрата [Ваньян, 1996; Ваньян, Павленков, 2002]. В Киргизском Тянь-Шане, как известно, такой слой зафиксирован сейсмическими методами и магнитотеллурическим зондированием в нижней коре, начиная с глубин 25–30 км, и имеет многочисленные крутые

ответвления, приуроченные к крупным региональным зонам разломов (Талассо-Ферганскому, Атбаши-Иныльчекскому и др.) [Рыбин и др., 2003; Трапезников и др., 1997].

### Карельский массив

На территории Карелии, к западу от Повенецкого залива Онежского озера, расположен крупный гранито-гнейсовый Уницкий купол – выступ архейского фундамента Карельского массива (рис. 2.1.26), основные черты геологии которого рассмотрены в Главе 1.4. Купол со всех сторон обрамлен выходами отложений нижнего протерозоя: андезито-базальтами сумия, конгломератами сариолия, терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями ятулия, составляющими протоплатформенный чехол Карельского массива. Дислоцированы эти отложения весьма неравномерно: местами они залегают полого или субгоризонтально, местами же образуют напряженные складчатые структуры. По периферии Уницкого купола они деформированы интенсивно, особенно в восточном и северном обрамлении. К востоку от



**Рис. 2.1.26.** Схема геологического строения северо-западного Прионежья

1, 2 – образования раннеархейского фундамента: 1 – основные, 2 – в ядрах частных антиклиналей; 3–5 – позднеархейские и раннепротерозойские образования: 3 – лопий, 4 – ятулий, 5 – сариолий; 6 – четвертичные отложения; 7, 8 – оси структур: 7 – антиклинали, 8 – синклинали; 9 – надвиги; 10 – Кумсинский купол; 11 – местоположение участка на карте-врезке

**Fig. 2.1.26.** Schematic geological structure of the northwestern Onega region

(1, 2) formations of the Early Archean basement principal (1) and forming cores of individual anticlines (2); (3–5) Late Archean and Early Proterozoic formations of the Lopian (3), Jatulian (4) and Sariolian (5); (6) Quaternary deposits; (7, 8) structural axes of anticlines (7) and synclines (8); (9) thrust faults; (10) Kumsa dome; (11) the area position in the inset map

купола отложения чехла образуют серию прямых складок с ундулирующими шарнирами и углами падения на крыльях 15–50°. При переходе к северному обрамлению купола система складчатых структур заворачивает на запад и сливается в узкую сжатую с запрокинутым и срезанным надвигом северным крылом Кумсинскую синклиналь (Кумсинскую зону дислокаций). В обрамлении Уницкого купола крылья Онежской и Кумсинской синклиналей осложнены полосой выходов небольших куполовидных структур, в ядрах которых обнажаются гранитоиды архейского фундамента, перекрытые сариолийскими конгломератами или непосредственно толщами ятулия. Купола в рельефе выражены пологими сельгами (удлиненными холмами), в плане они несколько вытянуты в соответствии с общим простираем структур. Протяженность куполов (при ширине в сотни метров) не более 2–5 км.

Один из хорошо обнаженных куполов, расположенный на дороге Петрозаводск – Мурманск в 0,5 км южнее моста через р. Кумса был изучен нами детально [Леонов и др., 1996] (рис. 2.1.27). Северная часть структуры

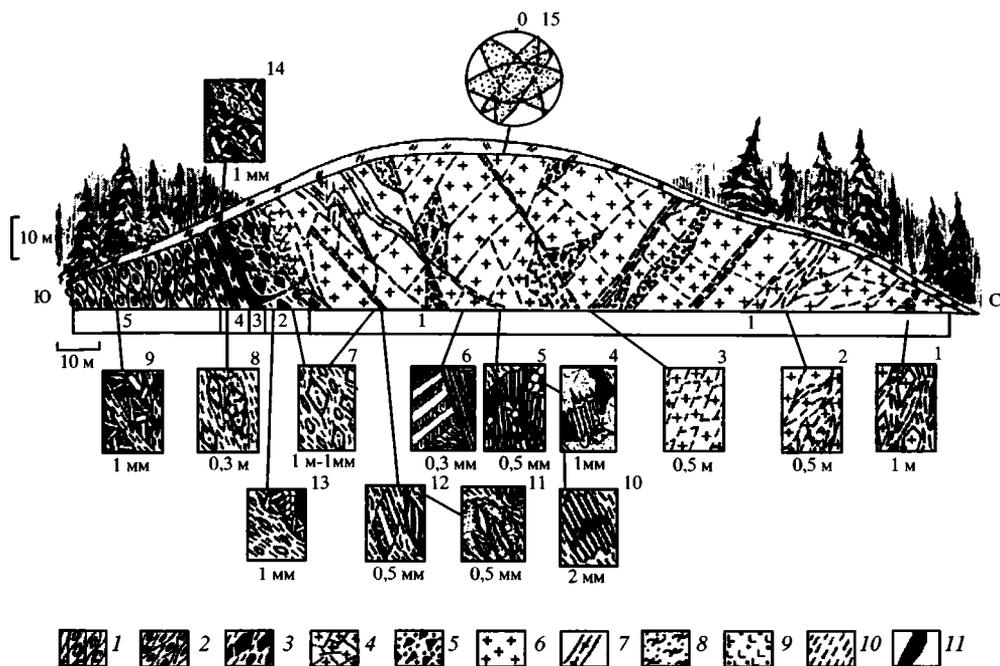


Рис. 2.1.27. Строение Кумсинского купола (по: [Леонов М. и др., 1996])

1–4 – сариолийские образования: 1 – полимиктовые рассланцованные конгломераты, 2 – биотитовые скопления в конгломератах, 3 – глыбовые гранитные конгломерато-брекчии, 4 – гранитный дресвяник; 5 – тектоническая брекчия; 6–9 – породы раннеархейского фундамента: 6 – граниты и гранодиориты, 7 – пегматиты, 8 – кварцевые диориты, 9 – дайки основного состава; 10 – зоны скалывания и бластомилонитизации; 11 – альбит-биотитовые метасоматиты

Fig. 2.1.27. Structure of the Kumsa dome

(1–4) Sariolian rocks: (1) polymictic foliated conglomerates, (2) biotite segregations in conglomerates, (3) boulder conglomeratic breccias of granites, (4) granite grus; (5) tectonic breccia; (6–9) rocks of the Early Archean basement: (6) granites and granodiorites, (7) pegmatites, (8) quartz diorites, and (9) dykes of basic composition; (10) shearing and blastomylonite zones; (11) albite-biotite metasomatites

скрыта под четвертичными наносами, но основное тело гранитоидов и его вулканогенно-осадочное обрамление обнажены хорошо.

Вдоль дороги с севера на юг обнажаются:

1. Среднезернистые, иногда порфировидные граниты и гранодиориты, содержащие ксенолиты кварцевых диоритов. Гранитоиды пересекаются пегматитовыми жилами и дайками основного состава.

2. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата, обломки и глыбы в котором представлены гранитоидами, аналогичными упомянутым выше. Размер обломков 1–50 см. Сортировка и элементы внутренней стратификации отсутствуют. Глыбы и обломки округлые или неправильно-изометричные, но много обломков с формой, приближающейся к ромбоэдрической. Заполняющее вещество интенсивно милонитизировано и подвержено бластезу.

3. Южнее, через зону тектонического срыва, осложняющего первично стратиграфический контакт, залегают деформированные полимиктовые конгломераты с маломощным (до 1 м) горизонтом альбит-биотитовых метасоматитов (горизонт 3). Метасоматически измененные породы этого горизонта образуют хвостобразные затеки по трещинам в плотных глыбовых конгломератах слоя 2.

4. Пачка переслаивания (4 м) зеленых сланцев, по-видимому метатuffитов, и глыбово-галечных гранитных конгломератов, отличающихся от пород слоя 2 присутствием зеленосланцевого цементирующего матрикса.

5. Рассланцованные темноцветные пуддинговые полимиктовые метаконгломераты (более 40 м). Гальки представлены метаандезитами, кварцитами и гранитоидами, аналогичными архейским гранитам ядра купола. Большинство галек деформировано (расплющено и вытянуто по простиранию толщ), но при отсутствии деформации устанавливается их округлая хорошо окатанная форма, что наиболее характерно для галек гранитоидов. Фрагменты реликтовых минералов и структур в зеленосланцевом цементе указывают на его первично тuffитовый или граувакковый состав.

Постепенные переходы между выделенными разностями пород, идентичный состав гранитоидов в массиве и гальках конгломератов, несмотря на тектонические срывы вдоль контактов, свидетельствуют о первичной стратиграфической последовательности упомянутых слоев. Также очевидно, что конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и являются продуктами их размыва. Подобные соотношения описаны во многих местах Карельского массива [Галдобина и др., 1974; Кратц, 1963; Негруца, 1963], и конгломераты этого стратиграфического уровня всеми исследователями относятся к сариолию. Однако в данном случае вызывает интерес пликвативная купольная форма поверхности досариолийского пенеплена, а также наличие горизонта метаморфических пород (зеленых сланцев) в нижней части протоплатформенного чехольного комплекса.

## **Структурно-вещественные преобразования гранитоидов фундамента**

**Макроуровень.** Гранитоидный массив интенсивно раздроблен и пронизан системой эшелонированных и элементарных зон скалывания шириной 1 см – 1–2 м, выполненных бластокатаклазитами и бластомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения и минеральной линейностью. Сгущение и сложное переплетение элементарных сколов обуславливает выкалывание крупных (0,5–2,5 м) и мелких (сантиметры) блоков, имеющих форму ромбоэдров или параллелепипедов с длинной осью, ориентированной преимущественно в субвертикальном направлении с некоторым наклоном в южной части массива к югу, в северной части – к северу, что задает веерообразный рисунок. Сами же зоны скалывания образуют сопряженную систему, в которой сколы падают навстречу друг другу под углами 40–80° и, таким образом, образуют открытый кверху веер. Можно выделить не менее четырех систем трещин скалывания, среди которых преобладают сколы с субширотным простиранием поверхностей (см. рис. 2.1.27, фрагмент 15). Ромбоэдровидные блоки гранитоидов в процессе сложного мозаичного перемещения по системе сколов частью вели себя как жесткие и неделимые объемы (см. рис. 2.1.27, фрагмент 3), а частью испытали начальную пластическую деформацию, так как имеют изогнуто-линзовидную форму (см. рис. 2.1.27, фрагмент 2). У окончаний отдельных линз образуются хвостобразные скопления хлорит-биотитового материала (дворики давления). Расположение таких «сланцевых хвостов» также указывает на перемещение материала вверх в соответствии с положением общего «веера деформации».

В целом гранитоиды, образующие купол, представляют собой тектоническую брекчию – продукт хрупко-пластической деформации. Об этом свидетельствуют: общая дезинтеграция пород массива; относительное перемещение его отдельных блоков; изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; наличие линзовидно-петельчатых структур, дворигов давления, зон рассланцевания и многочисленных зеркал скольжения.

Общая форма купола в плане, отраженная на геологических картах, и внутренняя веерообразная структура массива позволяют думать, что северный борт данного купола симметричен по отношению к южному и запрокинут на север. Таким образом, выход гранитоидов фундамента – это, скорее всего, куполообразное тело, расширяющееся кверху и сужающееся книзу; возможно каплевидной формы.

**Микроуровень.** Как было отмечено, тектоническое перемещение гранитоидов фундамента является результатом сочетания хрупких (преимущественно) и пластических (имеющих подчиненное значение) деформаций. Наиболее интенсивные деформации наблюдаются в зонах хрупко-пластического скалывания, но и в них они весьма неравномерны и дискретны. С неравномерным распределением в пространстве деформаций увязывается и неравномерность вещественных преобразований гранитоидов.

В минимально измененных и наиболее слабо тектонизированных объемах гранитоидов повсеместно имеются следы эпимагматического замещения и частичного разложения первичных минералов. Бурый магматический (или аутометасоматический) биотит замещается коричнево-зеленым; пла-

гиоклаз (олигоклаз) неравномерно сосюритизирован и серицитизирован; редкие зерна роговой обманки биотитизированы. В калиевых полевых шпатах наряду с обособлениями серицита отмечаются пертиты замещения. В краевых частях массива и особенно в горизонте гранитно-глыбовых конгломератов слоя 2 отдельные зерна полевых шпатов альбитизированы с появлением перекрещенных метасоматических структур (см. рис. 2.1.27, фрагмент 13). В целом же в слабо дислоцированных гранитоидах процессы замещения минералов развиваются слабо и хаотично, редко доходят до конца, в результате чего широкое распространение здесь получают метастабильные минеральные формы без признаков закономерной ориентировки. Даже слабое проявление деформаций в гранитоидах придает процессам разложения и замещения минералов структурную направленность и большую завершенность. В полевых шпатах появляются пятнистые и неправильно-сетчатые участки серицитизации и сосюритизации, подчеркивающие контуры зарождающихся, а местами уже и обособившихся изометричных зерен альбита. Иногда можно наблюдать переход таких метастабильных форм в гранобластический серицит-альбитовый агрегат. В других случаях серицит, развиваясь по плагиоклазу, образует плоскопараллельные чешуйки по отдельным двойниковым пластинкам. В результате трансляционного скольжения вдоль плоскостей двойникового скольжения чешуйки приобретают единообразный наклон, образуя микроструктуры дифференциального скольжения (см. рис. 2.1.27, фрагмент 6). Если скольжение осуществляется вдоль плоскостей двойникового скольжения, то это подчеркивается изменением формы кристаллов и смятием в микроскладки поперечных направлению скольжения трещинок отрыва, пертитовых и симплектитовых вростков (см. рис. 2.1.27, фрагмент 10).

Наблюдается процесс альбитизации калиевых полевых шпатов, имеющий структурную упорядоченность: хвостобразные вростки альбита вытянуты в соответствии с направлением общего течения горных масс. Альбитизация также происходит и в результате дифференциального скольжения путем двойникового скольжения. Этот процесс, а также развитие ориентированных вростков альбита, приводят к появлению чистых от включений альбитовых зерен, которые уже можно рассматривать в качестве стабильных членов новообразованной метаморфической ассоциации. Кристаллы биотита при деформации испытывают изгиб, скольжение по спайности и расчешуивание. В участках изгиба и интенсивного скольжения зелено-коричневый биотит полойно замещается светлой слюдой и хлоритом. Продукты разложения биотита (гидроокислы железа, минералы группы эпидота) при этом сбрасываются в микротрещины и межзерновое пространство. При более интенсивной деформации в гранитоидах вдоль границ первично магматических зерен развиваются процессы бластеза, приводящие к появлению гранобластического агрегата альбит-кварцевого состава с редкими чешуйками серицита и хлорита.

Явное структурирование гранитоидов выражается в образовании ориентированных минеральных выделений: линзочек рекристаллизованного кварца, чешуек деформированного и хлоритизированного биотита и удлиненных зерен полевых шпатов, растащенных по системам микросколов и зон трансляционного скольжения. Широко распространены трещинки отрыва, перпендикулярные общему удлинению и заполненные поперечно ориентированными чешуйками серицита и хлорита.

Накопление продуктов разложения гранитоидов в межзерновых пространствах приводит к ослаблению сил сцепления минеральных зерен, что открывает новые возможности для дислокационных процессов. Значительно возрастает амплитуда перемещения на межзерновом уровне. Это приводит к милонитизации краевых частей зерен и сопровождается интенсивным синкинематическим бластезом. В результате этого формируются зоны бластомилонитов – тонкозернистых лепидобластовых сланцеватых агрегатов кварц-альбит-серицитового состава с редкими чешуйками хлорита и зеленого биотита. Зонки бластомилонитов на ранних этапах развития имеют извилистые очертания и тонкими струйками оплетают объемы гранитной породы самой разной размерности, наследуя межзерновые границы. С нарастанием интенсивности процесса эти зонки расширяются, спрямляются и частично сливаются с микросколовыми зонками бластеза, секущими минеральные зерна. Все это приводит к дезинтеграции гранитоидов на отдельные микроблоки и мономинеральные порфиорокласты, плавающие в бластомилонитовом матриксе. Мономинеральные порфиорокласты представлены в разной степени замещенными альбитом, полевыми шпатами и кварцем. Их форма изменяется от ромбоидальной (результат хрупкого выкальвания) до округлой и линзовидной. Длинные оси таких порфиорокластов всегда ориентированы в направлении хрупкопластического течения (см. рис. 2.1.27, фрагмент 7). Продуктом наиболее интенсивного изменения являются линзовидные пластически деформированные порфиорокласты. В зернах кварца такой формы видны линейные домены волнистого угасания, вытянутые по удлинению порфиорокласта (см. рис. 2.1.27, фрагмент 12). Кластические зерна плагиоклазов испытывают внутреннее трансляционное скольжение вдоль плоскости одной из систем полисинтетического двойникования и замещаются альбитом. Изредка отмечается вращение этих зерен, что в условиях синкинематической перекристаллизации приводит к появлению структур «снежного кома», образованных пластинчатыми спиралевидно закрученными выделениями альбита.

Все эти процессы развиваются в пределах зон скалывания или в непосредственной близости от них. Степень объемных структурно-вещественных преобразований на микроуровне зависит от степени тектонической раздробленности горных пород, которая проявляется резко неравномерно. Как уже подчеркивалось, гранитное ядро купола представляет собой тектоническую брекчию – продукт хрупко-пластического (с преобладанием катакластического механизма) объемного течения с прогрессивной тенденцией к вязко-пластической деформации и превращению в кристаллические сланцы с кварц-альбит-хлорит-биотит-мусковитовой минеральной ассоциацией.

### ***Структурно-вещественные преобразования конгломератов проточехла***

**М а к р о у р о в е н ь.** В чехле, представленном конгломератами сариолия, стиль деформаций определяется, прежде всего, развитием сланцеватости, которая отчетливо выражена в цементе полимиктовых пуддинговых конгломератов. Здесь элементарные микросдвиговые плоскости сланцеватости образуют линзовидно-петельчатую субслоистую систему, придаю-

щую породам свилеватую текстуру. Сланцеватость обтекает гальки гранитоидов и кварцитов, которые в результате общего ламинарного скольжения испытали прокатку. Гальки вулканитов, напротив, пронизываются сланцеватостью, в результате чего они уплощаются, вытягиваются по падению (реже по простиранию) сланцеватости, в целом круто падающей к северу, в соответствии со слоистостью.

В глыбово-галечных конгломератах (см. рис. 2.1.27, слой 2, прослой в пачке 4) сланцеватость менее отчетливая, выраженная лишь на микроуровне в ориентировке минералов, составляющих цементирующую массу. Гальки и глыбы гранитов не деформированы или деформированы и изменены аналогично гранитам ядерной части купола. Дифференциальное движение вещества нашло отражение в расположении гранитных «параллелепипедов» – крупных остроугольных обломков гранитоидного состава. Логично допустить, что первоначально обломки подобной формы располагались так, что их плоские широкие грани были субпараллельны напластованию. В настоящее время параллельными плоскостям напластования и общей сланцеватости оказались длинные оси этих блоков. Следовательно, в процессе деформации эти блоки испытали вращение и переориентировку.

В конгломератах пачки 4 деформации наиболее заметны: здесь около блоков возникли «дворики давления» слюдистого состава, ориентированные по сланцеватости. Сами же блоки и гальки обтекаются достаточно совершенной сланцеватостью (см. рис. 2.1.27, фрагмент 8).

Таким образом, в толще конгломератов проявлены хрупкие и пластические деформации (преобладают последние), что выражено в развитии сланцеватости, во вращении, расплющивании, появлении «двориков давления» и приведении к единой плоскости обломочных компонентов и их длинных осей. Вышележащая часть вулканогенно-осадочного разреза, судя по многочисленным выходам миндалекаменных базальтов ятулия, не затронута сколько-нибудь заметными проявлениями пластической деформации – здесь доминируют широкие открытые складки и хрупкие деформации – несовершенная система разреженных сколовых трещин.

**М и к р о у р о в е н ь.** Структурно-вещественные преобразования конгломератов на микроуровне имеют ряд особенностей по сравнению с таковыми у гранитоидов. В гранитоидах интенсивные вещественные преобразования приурочены к дискретным зонам хрупко-пластических деформаций, а в конгломератах – это процесс, захватывающий практически весь объем горной породы. Если в гранитоидах преобладает хрупкая катакластическая деформация, то в конгломератах главную роль играют процессы пластического течения. В приконтактовой зоне процессы имеют смешанный переходный характер.

Глыбы и гальки гранитоидов в конгломератах слоя 2 заключены в дезинтегрированный матрикс, первоначально представлявший собой гранитный дресвяник. Породы пронизаны многочисленными сложно переплетающимися зонами скалывания, вдоль которых цементирующий матрикс превращен в бластомилониты; лишь локальные объемы сохраняют элементы первичной обломочной структуры. Фактически почти весь рассматриваемый слой превращен в единую зону скалывания. Минеральный состав бластомилонитового матрикса представлен в основном серицитом с включе-

ниями тонких чешуек хлорита, зеленого биотита, изометричных зерен альбита и кварца. Отмечается большое количество выколотых и пластически деформированных порфирикластов полевого шпата и кварца. Минералы образуют ориентированную лепидобластовую порфирикластическую структуру. Минеральная сланцеватость отчетливо выражена на микроуровне, но невооруженным глазом она практически не видна.

Структурно-вещественные преобразования порфирикластов и обломков гранитов во многом аналогичны описанным в гранитоидах. Однако в конгломератах более широко распространено метасоматическое замещение полевых шпатов альбитом. Последний представлен резко удлинненными табличками, составляющими беспорядочно перекрещенную метасоматическую структуру (см. рис. 2.1.27, фрагмент 13). В зонах интенсивного течения (рассланцевания) подобные агрегаты испытывают вращение и внутреннюю переориентировку – появляются спиралевидно закрученные и плоскопараллельные нематобластовые структуры. В других случаях альбит перекристаллизован в изометричные полигональные зерна. Все это свидетельствует о более раннем проявлении метасоматоза по сравнению с процессами бластомилонитизации и рассланцевания.

В обломках гранитов появляются мелкие призмочки актинолита и идиоморфные зерна эпидота, псевдоморфно замещающего плагиоклаз. Эти новообразования полностью отсутствуют в бластомилонитовом матриксе слоя 2. Другая интересная особенность – наличие в тенях давления и краевых частях гранитных обломков криптокристаллических агрегатов кварц-полевошпатового состава – ультрамилонитов. В некоторых случаях они раскристаллизованы настолько слабо, что напоминают слабо девитрифицированное стекло – псевдотахилиты.

Метасоматиты горизонта 3 сложены преимущественно пластинками альбита и биотита, образующими перекрещенную метасоматическую структуру прорастания. Эти соотношения осложнены развитием более позднего кливажа (сланцеватости), что приводит к частичной переориентировке минералов в соответствии с плоскостями микросдвигового скольжения. В микросдвиговых зонках более ранний зелено-коричневый биотит испытывает деформацию и хлоритизацию. Эти зонки трассируются новообразованными параллельно ориентированными чешуйками хлорита, цепочками рутила и скоплениями гидроокислов железа. Они оплетают микрообъемы нерассланцеванных альбит-биотитовых метасоматитов. В отдельных объемах метасоматитов, вытянутых по сланцеватости, порода превращена в ультрамилонит – тонкозернистый агрегат слабо двупреломляющих зерен кварца и полевого шпата.

В метатуффитах пачки 4 сланцеватость становится более совершенной, а сами породы превращены в зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлоритом, хлоритизированным биотитом, гранобластическими зернами альбита и кварца. Эти минералы составляют сланцеватую лепидобластовую структуру, на фоне которой развиты неориентированные порфиробласты зеленого биотита. Последние иногда испытывают вращение, деформацию и приведены к плоскости общего рассланцевания. В основной массе встречаются деформированные обломочные зерна магматического плагиоклаза (андезина), испытавшего сильную альбитизацию и сосюритизацию, а мес-

тами идиоморфно замещенного эпидотом и кальцитом. В отдельных объемах зеленых сланцев присутствуют ультрамилониты, состоящие из криптозернистого альбита и соссюрита.

Для толщи пуддинговых конгломератов пачки 5 бластомилонитизация не характерна, ультрамилониты не встречены. Цемент конгломератов – зеленосланцевый, сложен хлоритом, альбитом, эпидотом и биотитом с небольшой примесью актинолита. В цементирующем матриксе видно последовательное развитие метасоматических перекрещенных, затем ориентированных лепидобластовых структур (см. рис. 2.1.27, фрагмент 9). В цементе конгломератов часто встречаются скопления биотита, нарастающие на затравочные обломочные зерна кварца. Форма этих скоплений округло-эллипсоидальная, с ориентировкой длинных осей вдоль сланцеватости. Размер по длинной оси до 5–7 см. Подобные скопления часто видны и в «тенях давления» деформированных галек.

Гальки гранитоидов и вулканитов в пределах пачки 5 изменены относительно слабо, что отражает тенденцию постепенного, но быстрого затухания метаморфизма при удалении от контакта гранитоидов фундамента с сариолийскими конгломератами.

\* \* \*

Полученные данные позволяют предложить следующую схему эволюции горных пород Кумсинской структуры. В сариолийское время на коре выветривания раннеархейских гранитоидов были отложены делювиальные гранитные конгломерато-брекчии и полимиктовые конгломераты. Они формировались за счет размыва архейских гранитоидов и более молодых (вероятно, сумийских) осадочно-вулканогенных образований. Следует подчеркнуть, что тектонические нарушения на границе фундамента и чехла являются послонными срывами и не позволяют сомневаться в первично стратиграфических соотношениях гранитоидов и конгломератов сариолия.

Несмотря на громадный промежуток времени, разделявший формирование гранитоидов фундамента и конгломератов (около 1 млрд лет), первые не несут сколько-нибудь определенных признаков досариолийских деформаций и регионального метаморфизма. Структурно-метаморфические преобразования гранитоидов фундамента и сариолийского чехла произошли уже в постсариолийское время.

В истории структурно-вещественных преобразований пород фундамента и чехла выделяются два последовательных этапа: 1) термально-метасоматический; 2) динамометаморфический. Первый этап наиболее полно проявлен в конгломератах сариолия. Он проходил в статической обстановке, в результате чего получили развитие неориентированные метасоматические структуры. Метасоматоз имел натровый профиль и был выражен преимущественно в альбитизации. Наряду с альбитом в состав метаморфических ассоциаций вошли биотит, актинолит, хлорит и эпидот. При этом типичные метасоматические структуры широко представлены только в самой нижней части разреза конгломератов, где отмечаются целые субслойные горизонты метасоматитов незначительной мощности (горизонт 3), в то время как в гранитоидах фундамента и в основной части разреза конгломератов метасома-

тоз проявлен слабее. Таким образом, глубинный источник щелочных (натровых) флюидов, по-видимому, исключается. С другой стороны, альбитизация в нашем случае не относится к числу автотематоморфических процессов, развивающихся в еще не остывших магматических породах, так как данные преобразования имеют место преимущественно в конгломератах осадочного генезиса. Наиболее вероятно, что локальное развитие альбитизации определяется составом вмещающих пород, среди которых было много граувакк и туффигов, первоначально обогащенных натрием, а его последующая концентрация была связана с динамическими причинами, которые мы обсудим в следующих разделах.

Наиболее интенсивные вещественные преобразования первого этапа (термально-метасоматического) отмечаются вдоль контакта гранитоидов фундамента и сариолийских конгломератов. Тенденция к быстрому снижению уровня метаморфизма выражается, в частности, в явно меньшей степени изменения ятулийских миндалекаменных диабазов, надстраивающих сариолийский разрез. Равным образом термально-метасоматические процессы затухают и в гранитах фундамента. С чем может быть связано такое локальное проявление метаморфизма и, в частности, повышение температуры преобразований в приконтактной области? Тепловое (интрузивное) воздействие гранитоидов на толщи сариолия исключено, поскольку первые значительно древнее последних. Не отмечено и признаков реоморфизма (палингенеза) гранитоидов, ответственного, как мы увидим на других участках Карельской гранит-зеленокаменной области, за формирование «краевой» метаморфической зональности [Миллер, 1988]. Поэтому здесь можно было бы допустить (в дальнейшем мы обсудим и другие варианты) проявление «эффекта цоколя», который предложил М.Л. Сомин [Сомин, 1971; Сомин, Видяпин, 1987] не только для этого района, но и для других регионов (Большой Кавказ) со сходными соотношениями фундамента и чехла. Суть этого явления сводится к следующему.

Сравнительно однородные крупнокристаллические породы типа гранитоидов или гнейсов являются существенно более теплопроводной субстанцией по сравнению со слоистым осадочным чехлом, выполняющим роль своеобразного «теплового экрана». При небольшой интенсивности теплового потока заметно прогревается только основание чехла, где и происходит сгущение геоизотерм. Формируется зона повышенного уровня метаморфизма, расположенная субпараллельно плоскости контакта фундамента и чехла. При этом условия метаморфизма существенно статические, что приводит к появлению порфиробластовых и роговиковоподобных гранобластических структур.

В пределах массива архейских гранитов Кумсинского купола вещественные преобразования первого этапа выражены в замещении первичных амфибола и бурого биотита более низкотемпературным зеленым биотитом, в сосюритизации и серицитизации полевых шпатов. При этом структурных преобразований не наблюдается, а вещественные изменения, видимо, ограничены незначительной подвижностью породообразующих компонентов в условиях отсутствия динамического фактора и обычно не доходят до конца, оставляя для последующих процессов метастабильные минеральные фазы.

Второй этап эволюции купольной структуры обусловил ее современные морфоструктурные особенности и был связан с деформацией, которая в гранитоидах имела хрупко-пластический характер, а в перекрывающих сариолийских конгломератах – преимущественно пластический, выраженный общим рассланцеванием и смятием слоев. Различия в типе деформаций были связаны с различной реологией пород. В гранитах деформация осуществлялась, прежде всего, в форме сложного мозаичного перемещения относительно крупных доменов и блоков в результате скольжения по веерообразным системам сколов. Оно дополнялось процессами катакластического течения, межзерновым проскальзыванием, милонитизацией. При этом максимально дезинтегрированные объемы гранитоидов (милониты и ультрамилониты) испытали перекристаллизацию, превращаясь в бластомилониты и слюдястые сланцы. Процессы перекристаллизации и регенерации, приводя к появлению ориентированных структур и удлинению минеральных зерен, совместно с общим брекчированием и катаклизом обуславливали тектоническую деформацию кристаллических пород без разрыва их сплошности в форме преимущественного катакластического течения. Прослеживается прогрессивный переход от процессов хрупкого разрушения через тонкое диспергирование к структурно-вещественным преобразованиям, связанным с пластической деформацией.

Но существует и обратная система взаимосвязи. Пластическая деформация на уровне кристаллических решеток, выраженная в трансляционном скольжении, формировании двойников скольжения и т.п., приводит к исчезновению метастабильных частично разложенных минералов. При этом последние в условиях механохимической активации, обуславливающей высокую подвижность компонентов, сбрасывают продукты своего распада в межзерновое пространство магматической породы. Это приводит к ослаблению связей зерен, появлению межзернового проскальзывания, которое может перейти в катакластическое течение и милонитизацию. В данном случае пластическая деформация предшествует хрупкой, инициирует и обеспечивает начальные условия для дезинтеграции пород. В целом же в зонах хрупкопластического скалывания, густо пронизывающих граниты, разделить процессы хрупкого и пластического деформирования, а тем более выяснить их соподчиненность порой очень трудно; проще сделать вывод об их гармоничном сочетании. В сариолийских конгломератах основной формой динамометаморфических преобразований было формирование сланцеватости, по плоскостям которой развивались хлорит, альбит, кварц. На син- и частью посткинematическом этапе кристаллизовались порфиробласты биотита и эпидота. Набор метаморфических минералов второго этапа преобразований здесь такой же, как в зонах деформированных гранитоидов. В отличие от них, в конгломератах динамометаморфизм проявлен более равномерно и упорядоченно, структурно-вещественные парагенезы относительно единообразны, что отражает их способность концентрировать тектонические напряжения и относительно равномерно по всему объему толщи релаксировать их с формированием тонких послонных плоскостей делимости и ламинарного течения – сланцеватости.

Развитие купола, обусловленное, главным образом, катакластическим течением, сопровождалось субслоиным течением пород чехла, что подтвер-

ждается послышной ориентировкой сланцеватости и длинных осей деформированных галек. Если в породах фундамента преобладает хрупкая (сколо-вая) деформация, то в чехле превалирует пластическая. Различия в реологии сред отражаются в появлении срывов на границе «фундамент – чехол» и развитии дисгармоничных структурно-вещественных преобразований. Отмеченный выше факт подтверждается на примере древних кор выветривания в Карельском регионе (см. Главу 1.4) и других регионах, например на Украинском и Канадском щитах.

## ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Как можно было видеть из приведенного выше фактического материала, одной из наиболее характерных и ярких черт изученных нами гранитных массивов и некоторых других «тел протыкания», сложенных кристаллическими породами, является их необычайно дробная делимость множественными системами разноориентированных трещин и разрывных нарушений, превращающих породу по сути в иерархически построенный аггломерат разноразмерных блоков. Эту делимость, не придавая ей самостоятельного значения, обычно связывают с трещиноватостью, возникающей при кристаллизации магматического расплава (петротектоникой) или с кессонным эффектом (с растрескиванием, когда снимается нагрузка при выходе гранитов на поверхность).

Безусловно, эти явления имеют место и вносят свой вклад в структурообразование: первые – создавая некую первичную делимость, вторые – усложняя общий структурный рисунок. Однако целенаправленное изучение гранитов выявило целый набор характерных структурных признаков, устойчивых на обширных площадях различных регионов, объяснение которых с привычных позиций наталкивается на значительные трудности. Главные из них: 1 – катакластическая деформация захватывает значительные объемы гранитных массивов или их целиком, в том числе и на значительной глубине; 2 – происходит образование «шаровых» и «ромбоэдровидных» структур, необъяснимых с позиций динамической разгрузки (рис. 2.1.28); 3 – имеется определенный структурно-кинематический парагенез, указывающий на существование объемного течения горных пород с взбросовой и взбросо-сдвиговой составляющей; 4 – граниты выведены в холодном состоянии на дневную поверхность и формируют горные массивы высотой до 4–5 тыс. м; 5 – фиксируется структурно-кинематическое единство гранитных тел и обрамляющих их толщ горных пород; и т.д. Все эти признаки указывают, скорее, на тектоническую природу дробной делимости гранитных массивов, чем на пассивные механизмы термической или гравитационной разгрузки.

Приведенные выше примеры структурной переработки гранитных тел и образования ими положительных морфоструктур не являются чем-то исключительным. Подобные структуры, как мы видели, известны в Северной Америке [Бероуш, 1991; Ирдли, 1954; Кинг, 1961, 1972; Кордильеры..., 1967; Кропоткин и др., 1971; Кропоткин, Шахворостова, 1965; Фуз, 1976; и др.], на Урале [Пучков, 1968], в Казахстане [Сваричевская, Скублова, 1973], на Кавказе [Леонов М., 1974], в Карелии [Леонов М. и др., 1996], и некоторые из

них трактуется как результат проявления объемной подвижности фундамента в периоды тектонической активизации. В свою очередь, объемная подвижность, существование которой вытекает из анализа структуры гранитов, приводит к формированию «тел протыкания» и экспонированию холодных гранитных масс на более высокие гипсометрические уровни, вплоть до дневной поверхности. Для того, чтобы лучше понять механизм возникновения подобных гранитных тел протыкания, рассмотрим некоторые дополнительные данные.

Во всех упомянутых гранитных массивах породы подвержены объемной дезинтеграции, в результате которой они теряют внутреннюю связность и приобретают дискретную (гранулярную) внутреннюю структуру. Особенности деформации и геологии гранулированных сред рассмотрены в Главе 2.4. Здесь отмечу лишь, что данные о поведении гранулированных сред, наряду с приведенным выше описанием внутреннего тектонического строения и морфоструктуры гранитных массивов, свидетельствуют о реальном существовании 3D-подвижности гранитов и формировании структур протыкания, которые, как мы видели, широко распространены на активизированных участках платформ и подвижных поясов.

Эти структуры чаще всего относят к категории диапиров, т.е. считают их формирование отражением плотностной инверсии. Но уже было отмечено, что описанные выше «тела протыкания» скорее всего не являются диапировыми структурами в прямом смысле этого термина, так как не связаны напрямую с плотностной инверсией и всплыванием менее плотных и более легких масс к поверхности Земли. Такое «всплывание» (правильнее говорить «внедрение») относительно легких холодных гранитных масс вообще представляется мало вероятным вследствие сил трения, возникающих на границе массива и вмещающих пород, и отсутствия реальных сил, способных преодолеть силу тяжести и вытолкнуть вверх огромные гранитные монолиты [Летников, 1995, 2000; Летников и др., 1988, 2000; Лишневский, 1965, 1968; Лишневский и др., 1976]. По данным упомянутых исследователей, плотностная инверсия не может привести к эксгумации гранитов и подъему их на столь значительные высоты.

Учитывая эти закономерности, а также то, что «всплывающие» породы по отношению к вмещающим массам находятся в состоянии повышенной дискретности структуры, логичнее предположить, что в этом процессе главенствующую роль играет механизм вязкостной инверсии, существование которой применительно к тектоническим структурам подобного типа обосновано, в частности Е.И. Паталахой [1971] и его соавторами [Паталаха и др., 1995]. Система «деформируемая среда горных пород – включенное в нее менее вязкое тело» не является равновесной. В более текучем (менее вязком) теле возникают избыточные напряжения, действие которых направлено на прорыв среды. Это явление обусловлено тем, что деформация менее вязкого тела имеет большую величину относительно деформации более вязкой среды. Результатом вязкостной инверсии является выжимание более текучих тел по направлению к областям с меньшим литостатическим давлением, т.е., в конечном итоге, по направлению к дневной поверхности.

Механизм вязкостной инверсии, приводящий к выдавливанию горных масс, более универсален, чем механизм плотностной инверсии [Паталаха,

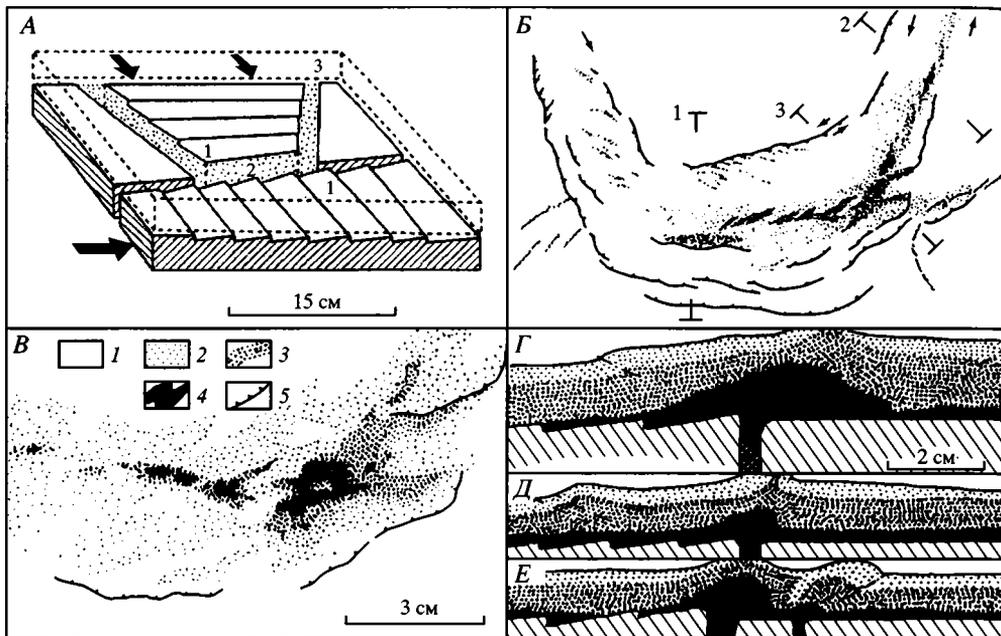
1971]), так как позволяет объяснить внедрение в высокие горизонты земной коры не только легких, но и тяжелых горных масс типа гипербазитов и других пород. Такие тела протыкания в геологической литературе получили наименование протрузий. Они описаны в различных регионах и геологических обстановках. Достаточно упомянуть гипербазитовые протрузии Альпийского пояса [Книппер, 1969], инъекции известняковых брекчий хребта Каратау (Казахстан) [Бронгулеев, 1991], метаморфические протрузии Большого Кавказа [Макаров, 1977], протрузии осадочного меланжа на Тянь-Шане [Леонов М., 1991]. При этом надо особо отметить повышенную текучесть раздробленных пород, в частности тех, которые были описаны нами выше. Возникновение сверхтекучести в раздробленных (гранулированных) средах мы рассмотрим в Главе 2.4.

Термин «протрузия» предложил Ч. Лайель в 1871 г. для обозначения первично интрузивных пород, которые затем – уже в твердом состоянии – были выдвинуты (выжаты) в вышележащие слои в результате «многочисленных шоков земной коры» [Геологический..., 1973]. Формирование протрузий возможно лишь в условиях неоднородного поля напряжений. Поскольку «размер и форма высокотекучих тел варьирует в очень широком диапазоне» и «столь же неоднородны... по физико-химическим свойствам среды, в которых заключены высокотекучие тела в земной коре..., это порождает исключительную пестроту реальных обстановок..., которая влечет за собой большую неоднородность и разнообразие распределения напряжений даже при одинаковых схемах воздействия сил, деформирующих рассматриваемые участки. Поэтому высокотекучие тела... деформируются в условиях резко неоднородного поля напряжений» [Паталаха, 1971, с. 18].

Следовательно, возникновение протрузий холодных кристаллических масс фундамента обусловлено, прежде всего, неоднородностью вязкостных свойств различных слоев земной коры, т.е. ее тектонической и вещественной расслоенностью, следствием которой является возможность крупномасштабного латерального перераспределения вещества, оттока его из зон повышенной компрессии и нагнетания в зоны геодинамических убежищ.

Возможность такого перетекания показана для реологически расслоенных сред [Гончаров, 1993; Лукьянов, 1991, 1999; Луцицкий, Бондаренко, 1967; Рамберг, 1976, 1986]. При этом в силу действия механизма вязкостной инверсии происходит трансформация латерального течения в вертикальные токи и выдавливание (эжекция) вещества в верхние горизонты коры в виде своеобразных структур типа протрузий. Основными факторами возникновения протрузий являются наличие нестационарного поля напряжений и относительно пониженная вязкость протрудирующих геологических сред.

Масштабы этого процесса могут быть различны: от узко региональных и близповерхностных до межрегиональных глубинных, захватывающих значительные территории складчатых систем и активизированных платформ. Естественно, что приповерхностный катакластический механизм формирования протрузий этого типа может сопровождаться на глубине локальным или общим прогревом и течением вещества не только в твердом, но и в субсолидусном и расплавленном состояниях, что находит, в частности, отражение в истории становления Вредефортского купола. Отметим также, что «всплывание» относительно легких гранитных масс представляется мало



**Рис. 2.1.29.** Формирование транспрессивных структур в песчаной модели в стесненных условиях (по: [Морозов, Гептнер, 1997])

А – общий вид модели и характер ее нагружения (черные стрелки); цифры на рисунке: 1 – подвижные штампы; 2 – поролон, заполняющий свободное пространство между подвижными штампами (точечный крап), 3 – песчаный образец (пунктир)

Б–Е – структуры в трехслойной модели покрашенного песка: Б – общий план, цифрами отмечено положение вертикальных разрезов (1 – на рис. Г, 2 – на рис. Д, 3 – на рис. Е), В – укрупненный фрагмент центральной части рис. Б: 1 – поверхность песка, присыпанная белой пудрой, 2 – песок верхнего слоя, 3 – песок среднего слоя, 4 – песок нижнего слоя, 5 – надвиги, Г–Е – вертикальные разрезы образца

**Fig. 2.1.29.** Sand model illustrating formation of transpression structure in restricted environments

A. General view of the model and character of loading (black arrows) humerale at the pictures: (1) mobile press dies; (2) wadding filling in the free space between mobile pres dies (dotted); (3) sand sample (dashed).

Б–Е. Structures in three layer model of colored sand: (Б) plane view, numerals denote position of vertical sections (1) in Fig. Г, (2) in Fig. Д, (3) in Fig. Е; (В) enlarged central area of Fig. Б: (1) sand surface sprinkled with white powder, (2) upper sand layer, (3) middle sand layer, (4) lower sand layer, (5) overthrusts; (Г–Е) vertical sections of sample

реальным, вследствие сил трения на границе массива и вмещающих пород, и требует дополнительных тектонических усилий [Летников, 1995, 2000; Летников и др., 1988, 2000]. К аналогичным выводам приходят и другие исследователи [Лишневский, 1965, 1968; Лишневский и др., 1976].

Такая модель хорошо согласуется с геологическими наблюдениями, изложенными выше, с данными по другим регионам, а также, что чрезвычайно важно, с данными по механике гранулированных сред [Ревуженко, 2003; Ревуженко и др., 1997] и результатами тектонофизического моделирования [Морозов, Гептнер, 1997]. Эксперименты по структурообразованию в обстановке транспрессии, проведенные на песчаных смесях, наглядно показали не только значимость этого типа геомеханической обстановки в выведении материала глубинных слоев к поверхности (эксгумация) посредством катакла-

стического течения гранулированного субстрата, но и структурное положение зон, где локализуется этот процесс (рис. 2.1.29).

В слоистом образце из песчано-солидоловой смеси с тремя окрашенными в разный цвет слоями, залегающем на жестком основании (система «чехол–фундамент»), транспрессивные условия нагружения задавались относительно горизонтальными перемещениями нескольких блоков определенной конфигурации, составляющих это основание (см. рис. 2.1.29, А). Деформация образца протекала в стесненных условиях, когда латеральное перераспределение песчано-солидоловой смеси было ограничено стенками прибора, а ее перемещение вверх затруднено вследствие прозрачного покрытия без жесткой фиксации с некоторым количеством груза на нем (имитация литостатической нагрузки). Сцепление песчаного материала «чехла» с «фундаментом» обеспечивалось заданными неровностями последнего. Поверхность песчаного образца была присыпана равномерным слоем белой пудры, чтобы лучше видеть тонкие особенности возникающих нарушений. На начальных стадиях деформации над границами блоков фундамента сформировались линейные области поднятий, которые ограничивались системами встречных надвигов (см. рис. 2.1.29, Б). По мере развития деформационного процесса в осевых частях поднятий, в линейных узких зонах над «разломами» фундамента, начался интенсивный подъем песчаного материала из глубин образца, что выглядело как его локализованное всплывание и «протрудирование» верхних горизонтов посредством катакластического течения зернистой массы. При этом такое устремленное снизу вверх движение песчано-солидоловой массы было сосредоточено в узких линзовидных зонах, разделенных участками, где этого движения не было, так как там сохранился поверхностный слой пудры. Эти линзовидные зоны подъема материала располагались в пределах линейных зон осевой части упомянутых поднятий кулисообразно, с разворотом относительно их простираения в соответствии со знаком смещения по каждому из линеаментов. Такой вынос материала из глубин привел к расширению области поднятий и усилил процесс дивергентного надвигообразования по их внешним границам.

Сделанные впоследствии вертикальные срезы в разных частях модели (см. рис. 2.2.29, Г, Д, Е) показали значительные изменения первоначальной мощности слоев в латеральном направлении, означающие интенсивное перераспределение материала в ходе деформации и рост общего поднятия за счет увеличения мощности отдельных горизонтов. Максимальное увеличение мощности среднего или нижнего горизонта, произошедшее над границами блоков фундамента, определило антиформно-протрузивный характер возникших структур и их очевидную пространственную связь с линеаментами.

Подведем некоторые итоги. Как можно было убедиться, «структуры протыкания» – явление реальное и широко распространенное в пределах платформенных областей, внутриплатформенных зон активизации и подвижных поясов. Эти структуры можно подразделить по крайней мере на две разновидности, различающиеся ведущим механизмом формирования: 1 – дипиры, формирование которых связано с инверсией плотностей и всплыванием легкого материала в более верхние слои литосферы; 2 – протрузии, возникновение которых обусловлено совокупным действием тектонической

компрессии и вязкостной инверсии. Протрузивный механизм, вероятно, пользуется наибольшим распространением и в значительной мере определяет тектоническую жизнь активизированных платформ и внутриконтинентальных орогенов. Отмечено [Паталаха, 1971], что явление плотностной инверсии и формирование диапиров первого типа свойственно, с одной стороны, глубинным тектоносферам [Белоусов, 1966; Артюшков, 1978], а с другой – верхним горизонтам осадочной оболочки в условиях относительно слабых проявлений тектонических напряжений. Во всех же промежуточных оболочках земной коры должен преобладать механизм вязкостной инверсии.

Возникновение и развитие «структур протыкания» обоих типов связано со значительным латеральным тектоническим транспортом горных масс на разных глубинных уровнях тектоносферы (астеносферные, ниже-, средне-, верхнекоровые диапиры и протрузии). Существование глубинных диапиров и кристаллических протрузий отражает внутреннюю подвижность фундамента и литосферы активизированных платформ и характеризует некоторые особенности внутриплитной тектоники консолидированной коры.

Наиболее часто «структуры протыкания» типа кристаллических протрузий сформированы породами гранитного состава. Как можно будет убедиться далее (см. Главу 2.4), катаклазированные породы кристаллических протрузий обладают свойством сверхтекучести, что облегчает процесс формирования этих геологических структур.

Выявление 3D-подвижности кристаллических толщ, в том числе и гранитоидов, имеет принципиальное значение для понимания многих вопросов геодинамики консолидированной коры, в том числе – механизмов эксгумации пород фундамента и их экспонирования на поверхность Земли. Поведение пород фундамента имеет также существенное значение в контексте изучения механизмов формирования внутриплитных и орогенных седиментационных бассейнов, которые в изучаемых регионах обрамлены выступами фундамента или расположены во внутренних частях впадин. Не лишена проблема и практической значимости, так как стиль тектонической переработки гранитных массивов может определять их потенциальную нефтегазоносность [Арешев и др., 1997; Кавеев и др., 2003; Леонов М., 2005; Плотников, 2003; Ситдикова, Изотов, 2003], но об этом в Главе 3.5.

Из всего сказанного выше и приведенных результатов экспериментов следует, что рассмотренные нами геологические примеры, по всей видимости, не являются структурами диапирового типа. Представляется более очевидным (что подтверждается и анализом общей геодинамической обстановки регионов и самим фактом тектонической переработки пород), что структуры эти являются следствием одновременного действия компрессионного механизма и механизма вязкостной инверсии, т.е. относятся к классу протрузий. Рассмотренный фактический материал по структуре гранитных массивов различных регионов (Байкальская горная область, Тянь-Шань, Балтийский щит и др.) в совокупности с данными о поведении гранулированных сред (см. Главу 2.4) позволяют сформулировать следующие выводы.

– Гранитные массивы подвержены интенсивной тектонической переработке в холодном состоянии на плитной и орогенной стадиях развития территорий.

– Тектоническая переработка выражена в объемной мега-, макро-, мезо-, и микродезинтеграции, брекчировании, катаклазе минеральных зерен и пр. Кроме традиционных видов дезинтеграции (кливаж, брекчирование), установлены ранее не описанные виды тектонической переработки: «слайс-структуры» и структуры «веера».

– Объемная дезинтеграция – это форма релаксации напряженного состояния горных масс. В свою очередь, объемная дезинтеграция приводит к потере связности, возникновению гранулярной структуры, уменьшению вязкости.

– Все вышеперечисленные причины способствуют возникновению объемной подвижности горных масс.

– Главным структурообразующим механизмом, обеспечивающим 3D-подвижность гранитоидов в холодном состоянии, является объемная дезинтеграция и катаклиз, а формой подвижности – катакластическое течение в сочетании с другими его формами (рейдная деформация).

– В результате формируются структуры протыкания типа протрузий и облегчается общий подъем кристаллических масс фундамента на относительно более высокие уровни земной коры вплоть до дневной поверхности. Таким образом, протрузивный механизм – один из способов эксгумации пород кристаллического основания и экспонирования относительно глубинных масс на поверхности Земли, а трансpressивный режим – один из типов геомеханических обстановок, благоприятствующих и/или обуславливающих этот процесс [Морозов, 2002].

– Подъем гранитных массивов зачастую, как это фиксируется, в частности, на Тянь-Шане, осуществляется чрезвычайно быстро и занимает промежуток времени в несколько сотен тысяч лет.

– Формирование гранитных протрузий и общая объемная деформация воздымающихся гранитных массивов свидетельствуют о мобильности и тектонической активности пород консолидированного слоя земной коры в период ее плитной стадии и стадии внутриконтинентального орогенеза.

– Процесс происходит в условиях перераспределения горных масс не только по вертикали, но, как явствует из логики развития процесса, тектонофизических экспериментов и физико-математических моделей, и в латеральном направлении [Лукиянов, 1991, 1999; Лучицкий, Бондаренко, 1967; Рамберг, 1986; и др.].

– Структуры типа кристаллических протрузий являются следствием одновременного действия компрессионного механизма и механизма вязкостной инверсии (зачастую в сочетании с механизмом плотностной инверсии).

Сформулированные в этом разделе выводы, как мы увидим, найдут дополнительное подтверждение и развитие при последующем изложении материала. Механизм формирования диапиров и протрузий, связанный с разрыхлением горных масс, снижением их вязкости и течения, проявляется, как мы видели, в различных формах катакластического и пластического течения, сопровождаемого в глубинных горизонтах подплавлением и термической пластификацией пород. Однако структурные проявления объемной подвижности и поверхностные, доступные для прямого наблюдения, ее признаки, находят различное выражение.

## ЛИТЕРАТУРА

- Англо-русский геологический словарь. М.: Гостехтеоретиздат, 1957. 528 с.
- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.* Гидроэкструзия – возможный механизм движения диапиров, куполов и мантийных плюмов // *Геохимия*. 2006. № 8. С. 1–6.
- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л.* и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.
- Артюшков Е.В.* Основные результаты в области изучения явлений внутри литосферных плит // *Динамика и эволюция литосферы*. М.: Наука, 1984. С. 33–46.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
- Бероуш Р.А.* Фундамент // *Структурная геология и тектоника плит*. М.: Мир, 1991. С. 265–269.
- Берсенева Б.И., Трушин Е.В.* Процесс гидроэкструзии. М.: Наука, 1976. 200 с.
- Бронгулеев В.В.* Проблемы складкообразования в земной коре. М., Недра, 1967. 290 с.
- Ван Беммелен П.* Горообразование. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 103 с.
- Ваньян Л.Л.* О природе электропроводности активизированной земной коры // *Изд. РАН. Физика Земли*. 1996. № 6. С. 93–95.
- Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И.* Слои пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // *Там же*. 2002. № 1. С. 37–45.
- Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Голубев А.И.* Агломераты сумийско-сариилийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 7. С. 70–77.
- Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. 382 с.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. 455 с.
- Гончаров М.А.* Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // *Геотектоника*. 1993. № 4. С. 19–29.
- Грачев А.Ф.* Сравнительный анализ рельефа и структуры горообразования рифтового типа // *Структурная геоморфология горных стран*. Фрунзе: Илим, 1973. С. 60–62.
- Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
- Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.
- Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 208 с.
- Зорин Ю.А., Лепина С.В.* К проблеме возрождения гор // *Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты*. Иркутск: Ин-т земной коры, 1987. С. 312–313.
- Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* и др. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*. Новосибирск: Наука, 1990. С. 143–153.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.
- Кавеев И.Х., Гатиятуллин Н.С., Муслимов Р.Х.* Основные этапы изучения кристаллического фундамента в Татарстане // *Георесурсы*. 2003. № 4 (12). С.23–28.
- Кинг Ф.Б.* Геологическое развитие Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.
- Кинг Ф.Б.* Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 268 с.
- Книппер А.Л.* Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // *Проблемы связи тектоники и магматизма*. М.: Наука, 1969. 188 с.
- Кордильеры Америки. М.: Мир, 1967. 241 с.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А.* и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.

- Кропоткин П.Н., Шахворостова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965.
- Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А.* Особенности строения и развития главных систем рифтов Западной Сибири по геолого-геофизическим данным //Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 25–42.
- Леонов М.Г.* Характер разрывных нарушений в зонах надвигов //Геотектоника. 1970. № 1. С. 57–61.
- Леонов М.Г.* Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 19, вып. 6. С. 37–44.
- Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Леонов М.Г.* О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Там же. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры и нефтегазоносность кристаллических пород // Тектоника земной коры и мантии: Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 386–391.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Там же. 2008. № 2.
- Летников Ф.А.* Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов. М.: Недра, 1995. С. 257–275.
- Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.
- Летников Ф.А., Бальшиев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В.* и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
- Лишневский Э.Н.* Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. № 3. С. 77–84.
- Лишневский Э.Н.* О строении поверхности фундамента Нижнезейской впадины // Там же. 1968. № 5. С. 62–71.
- Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В.* Геологические признаки и проблема постагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья) // Там же. 1976. № 5. С. 93–100.
- Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л.* Эндогенные кластиты – новый механо-химический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1178–1182.
- Лукиянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
- Лукиянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Лукиянов А.В.* Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С.253–287. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).

- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа // Геотектоника. 1967. № 2. С. 3–20.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Макаров В.Н. Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной Осетии (Центральный Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 60–67.
- Мантийные пломы и металлогения. Петрозаводск; М.: ПРОБЕЛ-2000, 2002. 516 с.
- Миколайчук А.В., Собел Э., Губаренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН КР. 2003. № 4. С. 50–58.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
- Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Морозов Ю.А. Региональные транспрессивные сдвиги как пути и способы выведения глубинных образований на поверхность // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 40–42.
- Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–28.
- Морозов Ю.А. Пространственно-временные закономерности структурообразования в земной коре (с позиций структурно-парагенетического анализа): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 42 с.
- Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментальных воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
- Негруца В.З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геология. 1963. № 7. С. 52–76.
- Объемное геологическое картирование редкометальных рудных районов: Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 8 / Ред. А.С. Кумпан, В.К. Денисенко, Г.П.Тафеев. Л.: Недра, 1981. 304 с.
- Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм и геодинамическая модель Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 7. С. 20–23.
- Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев: Наук. думка, 1990. 169 с.
- Оровецкий Ю.П., Кутас Р.И. Тектоно-магматические аспекты эволюции глубинных диапиров и природа верхнекоровых волноводов (на примере Новоукраинского массива УЩ с использованием данных ГСЗ) // Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1980. С. 121–130.
- Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
- Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: (вязкостная инверсия) // Там же. 1971. № 4. С. 15–21.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- Плотников Н.А. К вопросу о нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана // Георесурсы. 2003. № 4 (12). С. 29–32.
- Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами // Тр. Ин-та геологии. Коми фил. АН СССР. 1968. Вып. 8. С. 50–55.
- Рамберг Х. Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70–88.
- Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1986. 399 с.
- Ревуженко А.Ф. Механика сыпучей среды. Новосибирск: Офсет, 2003. 374 с.
- Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П. О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.

- Рогожин Е.А.* Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
- Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Шелочков Г.Г.* и др. На пути построения трехмерной геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. М.; Бишкек, 2003. С. 164–179.
- Сваричевская З.А., Скублова Н.В.* О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 74–75.
- Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.* Геодинамические условия формирования деструкционных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // Георесурсы. 2003. № 4 (12). С. 17–22.
- Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
- Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.* Соотношения фундамент–чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1972. 271 с.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980. 206 с.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Мухамадиева В.А., Богомолов Л.М.* Сейсмотектонические деформации Северного Тянь-Шаня как индикатор современных региональных движений земной коры // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI в.: Тез. докл. III Междунар. симпоз. Бишкек: Науч. станция РАН, 2005. С. 93–94.
- Тащи С.М., Ермошин В.В.* Геодинамическая модель купольной морфоструктуры // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 99–103.
- Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю.* и др. Магнитотеллурическое зондирование в горах Киргизского Тянь-Шаня // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 1. С. 3–20.
- Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
- Фукс К.* Активизация нижней части коры в процессе континентального рифтообразования // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 154–155.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Хаин В.Е.* Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантйный диапиризм? // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 5–8.
- Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейшая тектоника Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
- Чекунов А.В.* Неоднородности тектоносферы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 6. С. 21–23.
- Чекунов А.В.* Принципы строения и эволюции тектоносферы юга европейской части СССР // Геотектоника. 1987. № 5. С. 25–41.
- Чекунов А.В.* Геодинамическая модель геотраверса Днепровско-Донецкий палеорифт – Южные Карпаты // Там же. 1989. № 6. С. 3–12.
- Чекунов А.В.* Мантийные очаги активности и тектогенез // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 307–317.
- Чекунов А.В.* Глубинные причины тектогенеза // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 18–30.
- Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3–15.

- Чекунов А.В., Соллогуб В.Б. Соотношение границ и кинематика движений в тектоносфере // Докл. АН УССР. Сер. Б.1987. № 8. С. 27–29.
- Шварцман Ю.Г. Тепловой режим литосферы и аномальное состояние верхней мантии Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 273–281.
- Шенк Е. Постплиоценовые движения земной коры со складчатыми формами в Веттеррай // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1967. С. 119–128.
- Шолло В.Н. Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 44–59.
- Alpine-Mediterranean geodynamics. Wash. (D.C.), 1982. 216 p. (Amer. Geophys. Union. Geodynamic Ser.; Vol. 7).
- Antoine L.A.G., Nicolaysen L.O., Niccol S.L. Processed and enhanced gravity and magnetic images over the Vredefort structure and their interpretation // Tectonophysics. 1990. Vol. 171, N 1/4. P. 63–74.
- Braunstein J., O'Brien G.D. Diapirism and diapirs // Symp. Amer. Petrol. Geol. Mem. 1968. N 8. P. 1–444.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. Building the Northern Tien Shan: Integrated thermal, structural and topographic constraints // J. Geol. 2003. Vol. 111. P. 149–165.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdрахmatov K.Ye. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building. // Bull. Geol. Soc. Amer. 2001. Vol. 113. P. 1544–1559.
- Chéry J., Daignières M., Vilotte J.-P. How to build an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one: a thermomechanical model // Bull. Soc. Géol. France. Ser. 8. 1990. Vol. 6, N 2. P. 211–218.
- Coats R.P. The geology and mineralisation of the Blinman Dom Diapir // S. Austral. Dep. Mines Geol. Surv. Rep. Inv. 1964. N 6. P. 1–52.
- Colliston W.P. A model of compressional tectonics for the origin of the Vredefort structure // Tectonophysics. 1990. Vol. 171, N 1/4. P. 115–118.
- Dary Ph., Chonkronne P., Susanne P. Hypotheses mecaniques a la formation des Pyrenees // Bull. Soc. Geol. France. Ser. 8. 1990. Vol. 6, N 2. P. 219–228.
- Ermikov V.D. Mezozoic precursors of the Cenozoic rift structures of Central Asia // BCREDP. 1994. Vol. 18. P. 123–134.
- Hudson F.S. Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1955. Vol. 39. P. 2038–2052.
- Jullien R. La ségrégation chez les grains de sable // Recherche. 1992. Vol. 247, N 23. P. 1198–1199.
- Lower, Middle and Upper Proterozoic of the Saxothuringian Zone // Guidebook of excursions / Acad. Sci. GDR. Central Inst. Physics of the Earth. Potsdam, 1988. P. 59.
- Mrazec L. Les plis diapirs et le diapirisme en general // C.r. Inst. Geol. Poumanie. 1915. Vol. 6. P. 226–270.
- Ribeiro A. Position structurale des Massifs de Morais et Brogansa (Tras-os-Montes) // Comun. Serv. Geol. Portugal. 1970. N 44.
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2006. Vol. 25.
- Stepo D. The geology and gravity field in the central core of the Vredefort structure // Tectonophysics. 1990. Vol. 171, N 1/4. P. 75–103.
- Tectonophysics. 1990. Vol. 171, N 1/4. 212 p.
- Wise D.U. Kaystone jointing and gravity sliding driven by basement uplift of Owl-Kreek Mountains, Wyoming // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1963. Vol. 47. P. 586–598.
- Wise D.U. Microjointing in basement, Middle Rocky Montana and Wyoming // Bull. Geol. Soc. Amer. 1967. Vol. 75. P. 287–306.

## **СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ И МЕХАНИЗМЫ 3D-ПОДВИЖНОСТИ ГОРНЫХ МАСС ФУНДАМЕНТА, РЕИДНАЯ ДЕФОРМАЦИЯ**

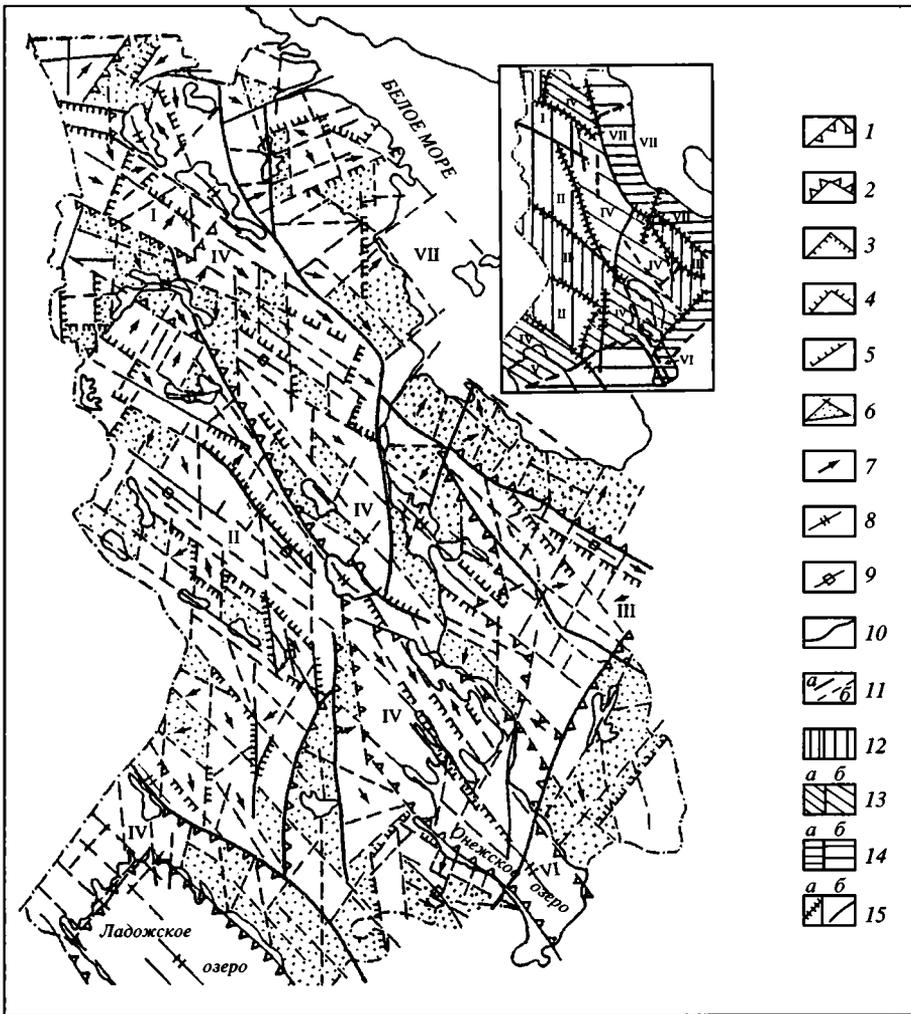
Research on the structural and material reworkkind of rocks after they were incorporated into the basement of various structures indicates that basement rocks of virtually all types of geological structures have significant internal mobility, which results from a complex of structural and material transformation due to the rheid (from the Greek rheos, «stream») deformation. There are the following structural reworking mechanisms of the basement rocks: plastic deformation, macroblock and microblock brittle deformation, 3D cataclasm, dynamic recovery, formation of melange. All the mechanisms reflects the tectonic flow of the granular substances. The specific mechanism and character of rheid deformation depend on the general geodynamics of the given region, its original structure, the rheology of its rocks, and the regional and local stress fields. Rheid tectonics of the basement is a large-scale phenomenon that is responsible for many distinctive features of intracontinental tectogenesis.

В предыдущей главе были рассмотрены различные объекты, относимые к категории диапиров и кристаллических протрузий, геологическое строение которых указывает на то, что горные породы обладают способностью к объемной (3D) подвижности, т.е. к тектоническому течению на разных уровнях земной коры и литосферы, причем этой способностью обладают термически пластифицированные массы и условно жесткие, находящиеся в относительно холодном состоянии горные породы. Были обсуждены также возможные механизмы формирования протрузивных тел и некоторые аспекты их геодинамической эволюции.

Но, кроме диапиров и протрузий, обнаружены другие структурные и морфоструктурные признаки, которые позволяют судить о наличии – в пределах того или иного геологического объекта или региона – горных масс, обладающих или обладавших в прошлом объемной подвижностью, т.е. испытывавших масштабное в смысле объемов, захваченных деформацией, тектоническое течение. Рассмотрим некоторые из таких признаков.

### **СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ И ПАРАГЕНЕЗЫ, МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ**

Масштабная объемная деформация горных масс может быть выявлена путем анализа рисунка разломных структур и их парагенезов, а также морфоструктурных ансамблей различного масштаба. Нами были рассмотрены подобные ансамбли на примере Карельского массива (см. Главу 1.4), в пределах которого выделен парагенетический комплекс структур, отражающий поступательное тектоническое течение огромных масс горных пород, проявлявшееся в палеопротерозое и проявляющееся на неотектоническом этапе (см. рис. 1.4.15; 1.4.29; 1.4.30; 1.4.37). Добавим к ранее изложенному



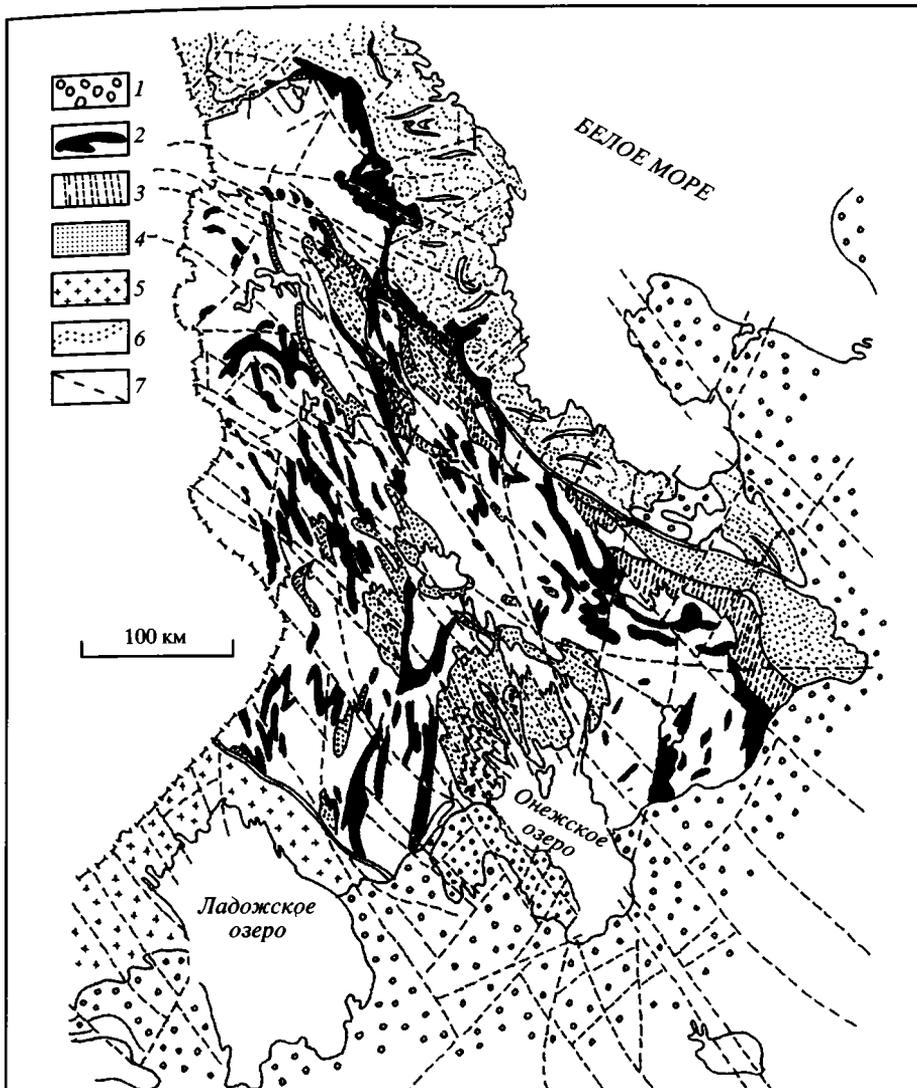
**Рис. 2.2.1.** Схематическая карта новейшего структурного плана Карелии (по: [Лукашов, 1974])

1 – контуры сложных грабенов; 2 – контуры сложных горстов; 3 – контуры простых грабенов; 4 – контуры простых горстов; 5 – ступени; 6 – относительно опущенные блоки фундамента; 7 – направления погружения асимметричных структур; 8 – направление длинных осей грабенов; 9 – направление длинных осей горстов; 10 – региональные разломы глубинного заложения; 11 – прочие разрывные нарушения: *a* – выделенные по геологическим данным, *b* – выделенные по геоморфологическим данным; 12 – относительно устойчивые поднятия; 13 – области дифференцированных движений: *a* – сильных, *b* – умеренных; 14 – области относительных погружений: *a* – сильных, *b* – умеренных; 15 – степень активизации древних разломов новейшими движениями: *a* – сильная, *b* – умеренная

Римские цифры – наименование структур: горсты: I – Северо-Карельский, II – Западно-Карельский, III – Восточно-Карельский, IV – Центрально-Карельская зона дифференцированных движений; грабены: V – Ладожский, VI – Онежский, VII – Беломорский

**Fig. 2.2.1.** Schematic map of the neotectonic structural plan of Karelia

(1) contours of complex grabens; (2) contours of complex horsts; (3) contours of simple grabens; (4) contours of simple horsts; (5) tectonic steps; (6) relatively subsided blocks of basement; (7) plunging directions of asymmetric structures; (8) longer axes of grabens; (9) longer axes of horsts; (10) regional deep-rooted faults; (11) other faults defined by geological (*a*) and geomorphological (*b*) data; (12) relatively stable uplifts; (13) zones of strong (*a*) and moderate (*b*) movements; (14) zones of relative subsidence: *a* – strong, *b* – moderate; (15) degree of activation of ancient faults by the latest movements: *a* – strong, *b* – moderate



**Рис. 2.2.2.** Схема разломов восточной Карелии (составлена на основе Тектонической карты Карелии [Сыстра, 1991])

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – зеленокаменные пояса архея–раннего протерозоя; 3 – образования сумия (палеопротерозой); 4 – отложения палеопротерозойского протоплатформенного чехла (сариилий–вепсий); 5 – граниты рапакиви; 6 – структурные линии в области Беломорид; 7 – разломы

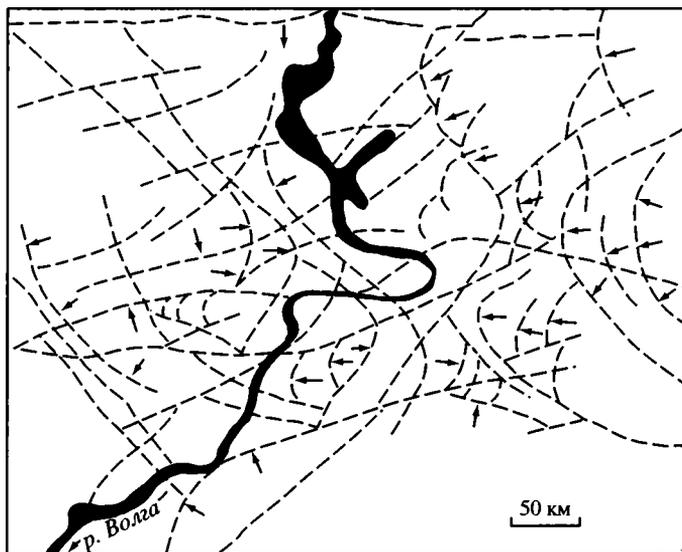
**Fig. 2.2.2.** Scheme of fault network in East Karelia (compilation based on Tectonic Map of Karelia (1) East European platform cover; (2) Archean–Early Proterozoic greenstone belts; (3) Sumian (Paleoproterozoic) rock complexes; (4) Paleoproterozoic protoplatform cover (Sariolian–Vepsian); (5) rapakivi granites; (6) structural lines within Belomorides; (7) faults

rate (6) differential movements; (14) zones of strong (a) and moderate (6) relative subsidence; (15) strong (a) and moderate (6) degree of activation of ancient faults by neotectonic movements. Roman numerals denote (I) North, (II) West and (III) East Karelian blocks, (IV) Central Karelian zone of differential movements; (V) Ladoga, (VI) Onega and (VII) Belomorian grabens

материалу, что ромбовидно-доменный рисунок современной разломной сети в пределах Карельского массива (рис. 2.2.1; 2.2.2) резко отличается от рисунка сопредельных геоблоков и хорошо вписывается в представление о латеральном поступательном движении (объемном доменном течении) пород «en block», что подтверждается и независимыми данными (Зыков, 1996, 1997, 1999, 2001, 2004). Различны и рисунки разломов, проявившихся в пределах докембрийского фундамента и фанерозойского чехла Восточно-Европейской платформы, что может быть свидетельством дисгармонии разломной структуры и формы проявления тектонической подвижности в разных ярусах земной коры.

Приведем еще два региональных примера с целью подчеркнуть значимость изучения структурных парагенезов для обнаружения масштабного тектонического течения.

Анализ активных на неотектоническом этапе разломов Среднего Поволжья (Восточноевропейская платформа) привел к выводу, что их рисунок (рис. 2.2.3.) отражает реологические свойства корового слоя и связан, вероятно, с объемным тектоническим течением (Николаев, 1994). Этот пример показывает, что деформация течения может быть реализована в виде сложных латеральных потоков, которые не сказываются сколько-нибудь существенно на формировании рельефа. Данное обстоятельство будет еще раз подчеркнуто нами при описании новой категории структур литосферы – горизонтальных плитопотоков или горизонтальных протрузий (см. Главу 3.4).

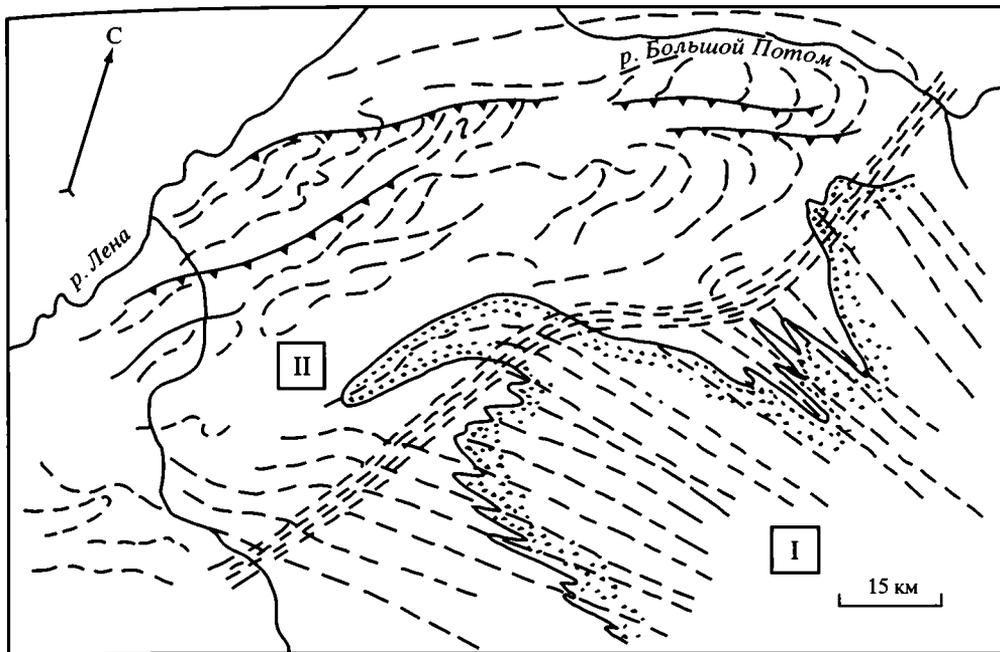


**Рис. 2.2.3.** Структурный рисунок разломов, отражающий объемную деформацию корового слоя. Среднее Поволжье (по: [Николаев, 1994])

Пунктир – дешифрированные структурные линии (разломы); стрелки – предполагаемое направление движения горных масс

**Fig. 2.2.3.** Structural patterns of faults reflecting 3D-deformation of crustal layer, the Middle Volga region

Deciphered faults are shown by dashed lines, and arrows indicate movement directions of rock masses



**Рис. 2.2.4.** Структурная схема центральной части Витимско-Патомского нагорья (по: [Флаасс, 1971])

1 – подошва аунакитской свиты кварцитов; 2 – следы осевых плоскостей изоклиальных складок; 3 – взбросо-сдвиги; 4 – проекция на дневную поверхность краевого шва; 5 – региональные структурные элементы: I – Бодайбинский блок, II – Мамская зона палеозойской активизации

**Fig. 2.2.4.** Structural scheme of the central part of the Vitim-Patom Highland

(1) basal quartzites of the Aunakit Formation; (2) tracks of axial planes of isoclinal folds; (3) thrusts; (4) projection of marginal suture onto the day surface; (5) regional structural elements: (I) Bodaibo block and (II) Mama zone of Paleozoic activation

3D-деформация может быть выявлена также с помощью анализа складчатых структур, что, в частности, показано на примере Мамской кристаллической полосы в северной части Байкальской складчатой области. По данным А.С. Флаасса [1971], Мамско-Бодайбинская складчатая система после завершения байкальского этапа распалась на Бодайбинский блок, где верхнепротерозойские слабометаморфизованные отложения не претерпели более поздних структурных преобразований, и Мамскую зону, в пределах которой проявилась палеозойская тектоническая перестройка (рис. 2.2.4). В Бодайбинской зоне породы смяты в сравнительно равномерные изоклиальные складки с субширотным простираем осевых плоскостей и упорядоченными структурными элементами. При переходе в Мамскую зону осевые плоскости складок, прослеживающихся из Бодайбинского блока, претерпевают искривление в плане и образуют сложный петельчатый рисунок. Геометрический анализ привел к выводу [Флаасс, 1971], что переориентировка

структур докембрийского цоколя связана с палеозойской активизацией области, расположенной вдоль южного края Сибирской платформы. Деформация происходила в условиях тангенциального сжатия и хрупко-пластического сдвигового течения.

Анализ разломной сети позволяет относительно уверенно идентифицировать горизонтальные объемные потоки литосферных масс, что показано во многих работах российских и зарубежных ученых [Зыков, 2001, 2004; Копп, 1979, 1997, 1999; McCourt, Wilson, 1992; Echtler, Chauvet, 1992; и др.].

### ИЗМЕНЕНИЕ ФОРМЫ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Деформации слоистых толщ, с легкой руки известного французского геолога Ж. Гогеля [1969], описываются обычно под общим названием «тектоника чехла» (*tectonique de la couverture*), а деформации, проявленные в относительно жестких монолитных породах, подстилающих осадочный чехол, объединяются в понятие «тектоника основания» (*tectonique du socle*). По этому поводу Ж. Гогель писал: «Горные породы, подверженные этим деформациям (породы фундамента – М.Л.), могут иметь различную природу: это могут быть изверженные породы (например, граниты) или же метаморфические серии, в которых не существует четкой слоистости...; наконец, это могут быть осадочные отложения, претерпевшие столь сильную складчатость в предыдущую фазу что... они не могут подвергаться дальнейшей складчатости...» [Гогель, 1969, с. 236]. Последнее замечание имеет глубокий смысл, так как отражает одно из главных условий проявления объемного течения горных масс фундамента – объемное течение проявляется только тогда, когда в данном объеме исчерпаны (или изначально невозможны) все другие способы релаксации напряженного состояния (образование складок, разломов и пр.).

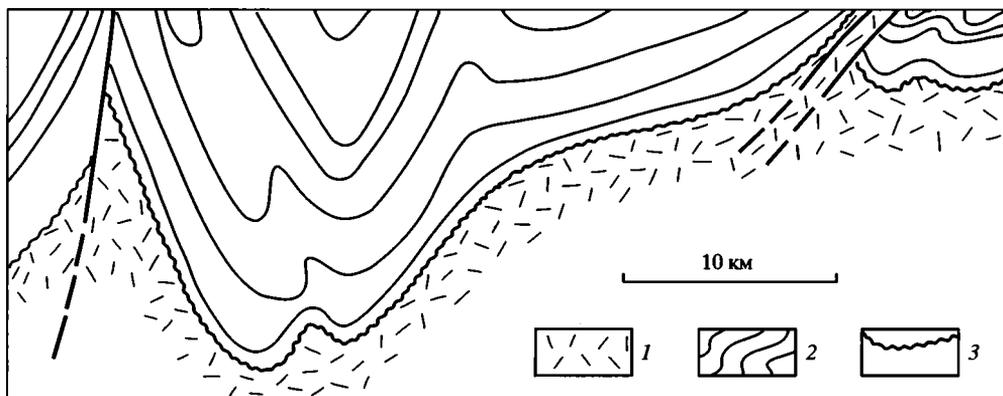


Рис. 2.2.5. Деформация поверхности докембрийского фундамента в горах Вичита (по: [Ирдли, 1954])

1 – докембрийский фундамент; 2 – осадочный чехол; 3 – поверхность размыва и несогласия

Fig. 2.2.5. Deformed surface of Precambrian basement in the Wichita Mountains

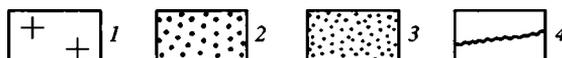
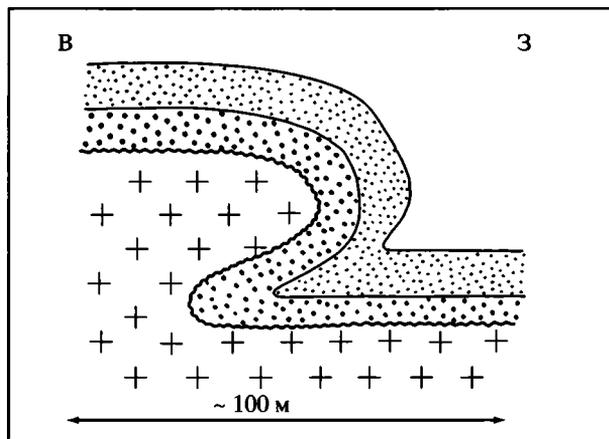
(1) Precambrian basement; (2) sedimentary cover; (3) erosion surface and unconformity

**Рис. 2.2.6.** Гранитный купол (протрузия) в окрестностях Маниту (по: [Бероуш, 1991])

1 – катаклазированные граниты;  
2 – светлый кембрийский песчаник;  
3 – красный кембрийский песчаник;  
4 – поверхность несогласия

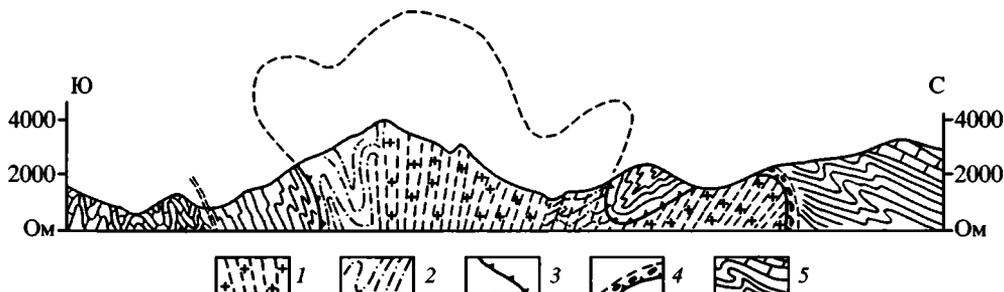
**Fig. 2.2.6.** Granite dome (protrusion) in the vicinity of Manitou

(1) cataclastic granites; (2) light-colored Cambrian sandstone; (3) red Cambrian sandstone; (4) surface of unconformity



Породы фундамента и породы чехла в ненарушенном залегании разделены поверхностью несогласия, которая обычно отвечает поверхности дочехольного пенеппена и которая первоначально, как и перекрывающие ее чехольные отложения, занимала положение, близкое к горизонтальному. Поверхность фундамента во многих случаях подвергается деформации, и его форма претерпевает изменения – иногда очень существенные.

В предыдущих разделах были приведены примеры этого явления, в частности для Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1.5.12; 1.5.13; 1.5.16). Случаи эти не единичны – пликативные деформации поверхности кристаллического основания известны во многих регионах мира: система гор Вичита (рис. 2.2.5) [Ирдли, 1954], гранитные купола в окрестностях Маниту (рис. 2.2.6) [Бероуш,



**Рис. 2.2.7.** Деформация поверхности гранитно-метаморфического фундамента Большого Кавказа (по: [Ажгирей, 1966])

1 – палеозойские граниты (линиями показана преобладающая трещиноватость); 2 – палеозойские метаморфические сланцы; 3 – поверхность домезозойского пенеппена; 4 – базальные горизонты юры; 5 – юрские и меловые отложения

**Fig. 2.2.7.** Deformed surface of granite-metamorphic basement of the Greater Caucasus

(1) Paleozoic granites (lines denote prevailing fracturing); (2) Paleozoic metamorphic schists; (3) surface of pre-Mesozoic peneplanation; (4) basal horizons of the Jurassic; (5) Jurassic and Cretaceous deposits

1991], поднятия Оул-Крик и другие в Скалистых горах Северной Америки (см. рис. 2.2.9, В) [Фуз, 1976; Wise, 1963, 1964], на массивах Пельву и Бельдонн в Швейцарских Альпах [Гогель, 1969], в осевой зоне Большого Кавказа (рис. 2.2.7) [Ажгирей, 1966], на Центральном Французском массиве [Руттен, 1972]. Все эти примеры отражают возникновение сложных деформационных форм поверхности дочехольных пенепленов в самых различных геоструктурах и районах.

## **ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ И МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМАЦИИ**

Совершенно очевидно, исходя из определения пластической деформации, которая есть изменение объема или формы без разрыва сплошности, что для того, чтобы породы фундамента изменили форму своего залегания, и их верхняя первоначально субгоризонтальная поверхность испытала изгиб (образовала складку, купол или систему сопряженных куполов и складок), или сформировались иные формы, отражающие объемную подвижность пород консолидированной коры, должно произойти внутреннее перераспределение вещества, связанное с перемещением в пространстве отдельных его доменов или элементарных составляющих деформируемого объема пород на макро- или микроуровнях, или сами эти составляющие должны изменить свою форму. Как бы то ни было, для того, чтобы «влисть» старое содержимое в новую форму, этому содержимому необходимо придать внутреннюю подвижность (рис. 2.2.8, см. вклейку). Обратимся к рассмотрению вопроса о механизмах деформации, обеспечивающих объемную (3D) подвижность горных масс.

Изучению этих механизмов вплоть до последнего времени уделялось явно недостаточно внимания, что и подчеркивалось рядом исследователей (например, [Гогель, 1969]). Имеются многочисленные и серьезные исследования, касающиеся изучения многоэтапности деформаций и механизмов структурообразования в метаморфических толщах [Дук, 1987; Миллер, 1982, 1988; Морозов, 1978; Парфенов, 1973; Эз, 1987; Turner, Weiss, 1963; Wilson, 1961; и мн. др.], однако в этих работах рассматриваются преимущественно проблемы поведения метаморфических толщ до их окончательной консолидации и включения в состав фундамента.

Механизмы изменения структурно-вещественного облика горных пород, обеспечивающие подвижность на «жесткой» стадии их существования, изучены далеко не полностью. Задача данного раздела – рассмотреть некоторые механизмы, обеспечивающие внутреннюю подвижность горных пород после их консолидации и вхождения в состав фундамента платформенных или сходных с ними по типу развития структур. Замечу, что такие хорошо известные механизмы, как усложнение складчатости или крупноблоковая разрывная тектоника, не приводящая к изменению формы геологических тел без разрыва их сплошности, как правило, нами не рассматриваются.

Естественно, что в природе мы достаточно редко встречаемся с каким-либо типом деформации в чистом виде. Обычно мы имеем дело со сложным комплексным процессом, но все же один из видов деформации зачастую

преобладает, и в целях более углубленного понимания сущности явления внутренней объемной подвижности горных масс полезно рассмотреть различные типы деформации по отдельности, а затем строить синтетическую картину.

Анализ полевого и литературного материала показывает, что можно выделить несколько различных способов структурной и структурно-вещественной перестройки, которые обеспечивают подвижность пород фундамента и приводят к изменению внешней формы определенных его объемов. Это: пластическая деформация (пластическое течение); меланжирование; хрупкая макросколовая (блоковая) деформация; хрупкая микросколовая деформация и кливаж; дезинтеграция и катаклаз; динамическая рекристаллизация; течение гранулированных сред (рис. 2.2.9).

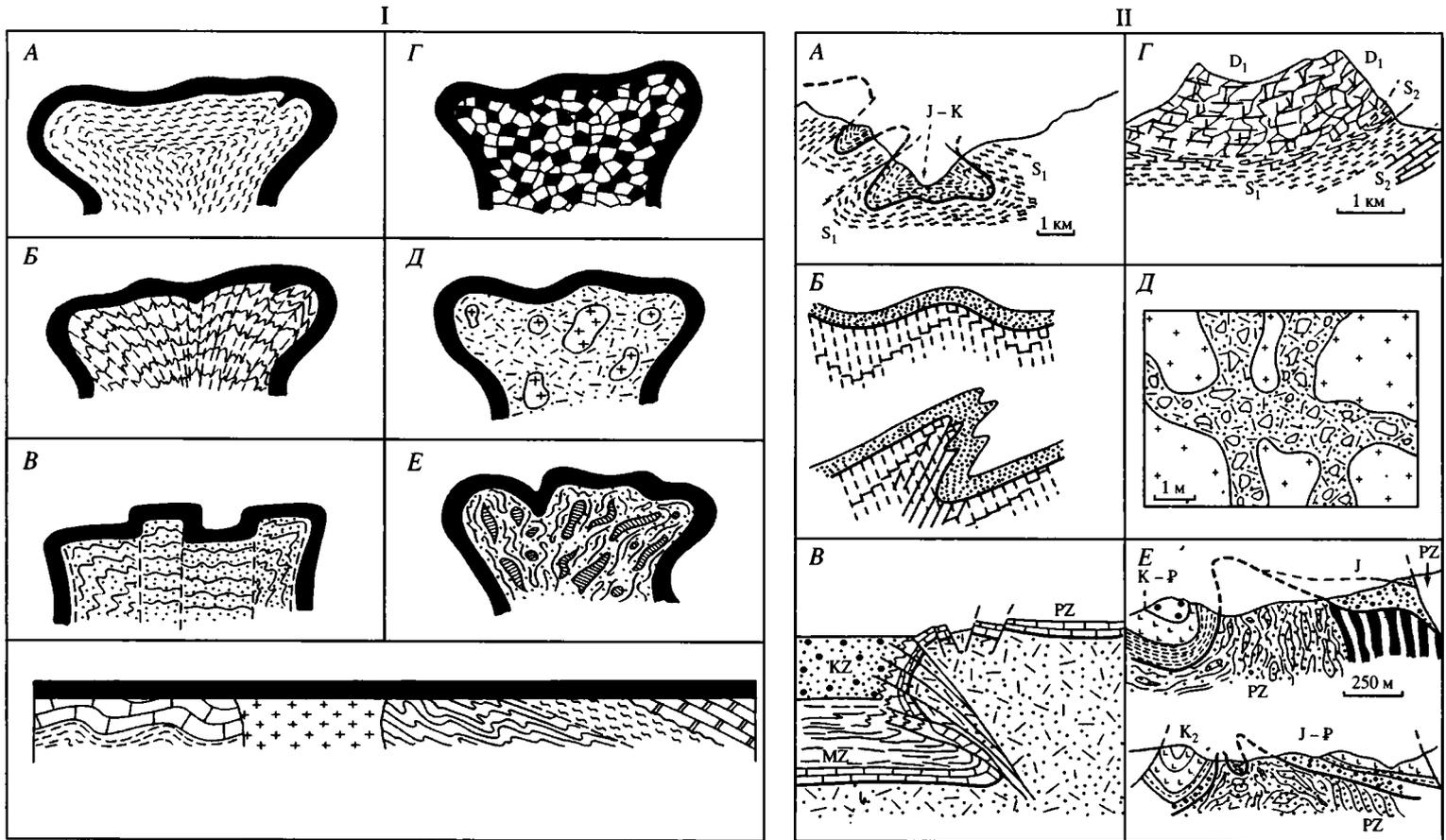
### **Пластическая деформация и пластическое течение**

Пластическая деформация (определение см. во Введении) – один из наиболее очевидных способов реагирования пород фундамента на действие внешних сил и напряжений, приводящих к изменению его (фундамента) формы. По-видимому, первым, кто привлек пластическое течение для объяснения общей структуры крупных объемов земной коры, был Э. Арган [1935]. Механизм пластической деформации и пластического течения проявляется в первую очередь в метаморфических и обладающих сланцеватостью породах, а также в слоистых отложениях. Сланцеватые породы легко изменяют первичную форму за счет пластического течения, принимая новую внешнюю – даже самую сложную – конфигурацию. Изменение формы осуществляется за счет внутреннего перераспределения (течения) вещества обычно субпараллельно направлению той сланцеватости или слоистости, которая была сформирована до отложений чехольного комплекса. Зачастую возникает и вторичная наложенная сланцеватость.

Движение вещества сопровождается его оттоком из зон повышенных напряжений и нагнетанием в зоны геодинамических убежищ. Пластичные массы проникают во все изгибы и заливы, которые обрисовываются нижней поверхностью пород чехла (см. рис. 1.5.12, см. вклейку; 1.5.13, см. вклейку; 2.2.9, А). Реальное движение горных масс фиксируется при этом набором микро-, мезо- и макроструктур, свидетельствующих о реальном перемещении в пространстве без разрыва сплошности деформируемого объема.

Примеры объемной подвижности фундамента, которая обеспечивается пластической деформацией, приведены в различных разделах этой книги: при описании ягнобских метаморфических сланцев, подстилающих мезозойско-кайнозойские чехольные комплексы пород (Ягнобская, или Зерашано-Гиссарская, зона Южного Тянь-Шаня) (Глава 1.5); при рассмотрении геологии и истории становления Родопского (Глава 1.1), Мендересского (Глава 1.2) и Сугутского (Глава 3.4) массивов; при изложении материала по релаксационному метаморфизму Нуратау-Курганакской зоны Гиссаро-Алая (Глава 2.3).

В этих разделах было показано, что объемная подвижность горных масс во всех изученных регионах связана со структурно-вещественной переработкой пород фундамента за счет преимущественно пластической деформации и объемного пластического течения. Эти примеры отражают деформационные



**Рис. 2.2.9.** Механизмы структурно-вещественной переработки, обеспечивающие 3D-подвижность горных пород

I – принципиальная схема; II – региональные примеры. Объяснения в тексте

A – пластическая деформация (Раватская впадина, Южный Тянь-Шань); B – хрупкая микросколовая (кливажная) деформация (Армориканский массив) [Bradschaw et al., 1967]; B – хрупкая макросколовая (разломно-блоковая) деформация (Скалистые горы, Северная Америка) [Фуз, 1976]; Г – динамическая рекристаллизация (Фанские горы, Южный Тянь-Шань); Д – брекчирование и катаклиз (Дзирульский массив); E – меланжирование (Зеравшанская зона, Южный Тянь-Шань). Профиль внизу – условный профиль, отражающий первичное субгоризонтальное положение поверхности дочехольного пенепплена

процессы в пределах подвижных поясов земной коры и внутренних кристаллических массивов (микроконтинентов) Альпийской области.

Пластическая деформация горных пород – необратимая деформация без потери ими внутренней связности (без разрыва сплошности). Понятие собственно пластической деформации обычно относится к микроуровню (деформация зерен, кристаллов). Выделяются следующие структурные элементы и механизмы пластической деформации горных пород: 1) на уровне породы или фрагментов кристаллов их относительное движение создает катакластическое течение; 2) на уровне кристаллов их межзерновое скольжение проявляется как сверхпластическое течение; 3) на уровне внутрикристаллических доменов скольжение между ними соответствует пластическому течению в строгом смысле понятия или перемещению дислокаций; 4) на уровне атомов, молекул и вакансий их взаимодействие обеспечивает диффузионный массоперенос. Геологическим выражением на микроуровне являются: изменение формы зерен, образование двойников, грануляция, вращение минеральных зерен и агрегатов, полосы изгиба, пояса Людерса, полигонизация кристаллической структуры, микросланцеватость, остаточная намагниченность и пр. Совокупность микродеформаций на микроуровне приводит к деформации пород на мезо- и макроуровнях, выраженной пластическим течением. Пластическая деформация по своим результатам может рассматриваться как течение материала в твердом состоянии.

Повторять региональный материал и следующие из него выводы, полагаю, смысла нет – тут некоторое мое коварство, стимулирующее читателей (по крайней мере тех, кого я действительно сумею заинтересовать) к прочтению всех глав этой книги. Но показать некоторые приемы выявления тех структурно-деформационных признаков, которые ложатся в основу заключения о пластической деформации как механизме 3D-подвижности, по-видимому, необходимо<sup>1</sup>.

**Фанские горы.** Одно из структурных выражений пластической деформации – сланцеватость горных пород. Важной стороной ее изучения является оценка объемного масштаба и степени рассланцевания пород. Нами было проведено изучение сланцеватости в породах нижнего литостратиграфического комплекса (ордовик–нижний силур) Фанских гор (Гиссаро-Алайская горная страна), который известен в литературе как Ягнобский комплекс метаморфических сланцев (Главы 1.5; 2.3), породы которого в значительной своей части преобразованы в метаморфические сланцы зеленосланцевой



**Fig. 2.2.9.** Mechanisms of structural-material reworking, which ensure 3D-mobility of rock mass

(I) principal scheme; (II) regional examples (explanations in the text): (A) plastic deformation (Ravat trough, southern Tien Shan); (Б) brittle microshear (cleavage) deformation, Armorican massif; (B) brittle macroshear (fault-block) deformation, Rocky Mountains, North America; (Г) dynamic recrystallization (Fanski Mountains, southern Tien Shan); (Д) brecciation and cataclasis (Dzirula massif); (E) mélangé formation (Zeravshan zone, southern Tien Shan). In scheme «I», conventional profile below reflects the initial subhorizontal position of peneplanation surface antedating deposition of sedimentary cover

<sup>1</sup> Механизмы самой пластической деформации здесь не рассматриваются, так как этому вопросу посвящено множество публикаций (например, [Кожухарова, Леонов, М., 1988; Леонов, Кожухарова, 1990; Пуарье, 1988; Николая, 1992; Талицкий, 1994; Эз, 1987; Ramsay, 1967; Turner, Weiss, 1963; Wilson, 1961].

фации. Главная черта внутренней тектонической структуры пород комплекса – интенсивно развитая сланцеватость.

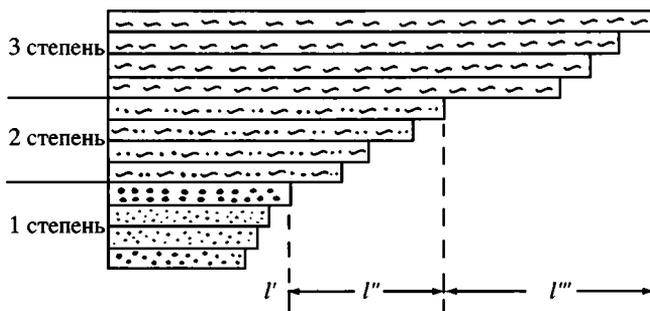
С определенной долей условности выделены три степени рассланцевания пород (рис. 2.2.10, см. вклейку).

1. Сланцеватость развита в тонкозернистых разностях пород, пелитах и по поверхностям первичной делимости в кремнистых и вулканогенных породах. Толщина слоев 1–5 мм. На этой стадии начинает проявляться будинирование компетентных пород, но, как правило, без разрыва сплошности. В тонкозернистых разностях проявляется послойный кливаж. Породы сохраняют первичные признаки осадочного или вулканического происхождения: структуру, текстуру, слоистость, стратификацию и пр.

2. Увеличивается число плоскостей вторичной делимости на условную единицу измерения, толщина слоев (литонов) уменьшается до 0,1–1 мм. Границы плоскостей делимости становятся волнистыми, появляется гофрировка, микроскладчатость, кинкбанды. Рассланцевание охватывает значительные объемы горных пород, но элементы первичных структур и текстур сохраняются. Отчетливо проявлено линзовидное строение, обусловленное развитием будинажа в пластах компетентных пород и жилах кварца, в чередовании объемов рассланцованных и нерассланцованных пород. Породы приобретают линзовидно-петельчатое строение, выраженное на микро-, мезо- и макроуровнях.

3. Породы теряют первичные текстурно-структурные признаки и превращаются в сланцы. Частота плоскостей делимости становится очень высокой, толщина слоев 0,01–0,1 мм. Интенсивно проявлена плойчатость и гофрировка.

Картирование зон различной степени структурно-текстурной перестройки показало, что сланцеватость захватывает гигантские объемы (мощность комплекса более 1,5 км, ширина выходов до 5–7 км, протяженность до 400 км), но развита неравномерно по разрезу и латерали (рис. 2.2.11). Зоны повышенного рассланцевания чередуются с зонами, где этот процесс проявился менее интенсивно. Зоны различной степени рассланцевания переплетаются друг с другом, выклиниваются по простиранию, сохраняя при этом



**Рис. 2.2.11.** Зависимость величины объемной деформации от степени рассланцевания  
 $l'$ ,  $l''$ ,  $l'''$  – амплитуды относительного смещения пачек пород с разной степенью рассланцевания

**Fig. 2.2.11.** Magnitude of 3D-deformation as dependent on the foliation degree  
 $(l^1, l^2, l^3)$  amplitudes of relative displacement of rock members having different extent of foliation

субпараллельное положение относительно друг друга и первичных поверхностей напластования пород. Поскольку сланцеватость отражает дифференциальное движение, а зоны рассланцевания представляют собой, по существу, области диффузного сдвига, где каждому элементу сланцеватости соответствует элементарное перемещение, то очевидно, что в зонах максимального рассланцевания амплитуда проскальзывания наибольшая, а в пачках слабо рассланцеванных пород – наименьшая (рис. 2.2.12).

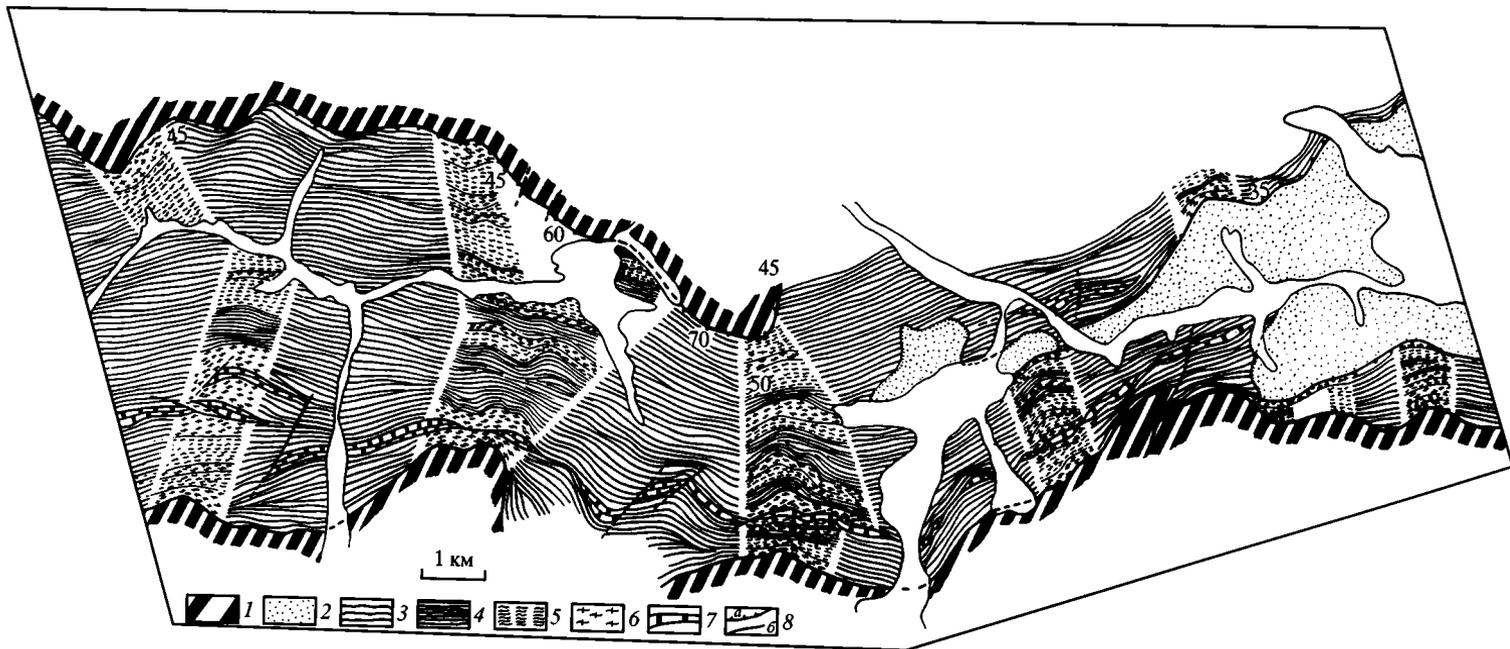
Выделены два типа сланцеватости. Сланцеватость первого типа развивается в плоскости первичной делимости горных пород: слоистости, стратификации, зон изменения гранулометрического состава и пр. Сланцеватость второго типа сечет ранее сформированные складчатые структуры. Этот процесс развивается следующим образом. На начальных этапах слоистые толщи сминаются в изоклиналиные лежащие складки (складки течения, волочения) с осевыми плоскостями, субпараллельными плоскостям первичного напластования. При развитии деформации крылья складок будинируются, растаскиваются, удлиняются. Параллельно осевым плоскостям начинает развиваться наложенная проникающая сланцеватость, или кливаж. Вновь возникшая сланцеватость, зачастую сопровождаемая новообразованной метаморфической полосчатостью, может быть ошибочно отождествлена со слоистостью, хотя и не имеет с ней ничего общего, кроме наследования ориентировки.

Судя по ориентации осевых плоскостей складок и плоскостей рассланцевания (они одинаковы и субпараллельны первичным плоскостям напластования), формирование складчатой структуры и образование сланцеватости происходили в едином поле напряжений, при котором максимальные сжимающие усилия были направлены перпендикулярно или под небольшим углом к первичной слоистости и плоскостям напластования пород. Сланцеватость субпараллельна не только первичному напластованию, но имеет практически одинаковую ориентировку с зонами межпластовых срывов, надвигов и покровных чешуй.

Сланцеватость является отражением пластической деформации на микроуровне, но она находит выражение и в наличии мезо-, макроструктур в виде складок волочения, будинажа, плейчатости, гофрировки и пр.

Пликативные структуры в пределах комплекса развиты повсеместно, появляются только в определенных зонах и представлены несколькими типами. К одному из них относятся лежащие изоклиналиные складки от первых сантиметров до многих сотен метров. Мелкие складки осложняют более крупные структуры и, как правило, дисгармоничны по отношению к ним. Осевые плоскости складок этого типа субгоризонтальны и субпараллельны поверхностям напластования, направлению сланцеватости и имеют со сланцеватостью непосредственную связь. Сланцеватость развивается несколько позднее складчатых структур, что приводит к общему рассланцеванию, растягиванию и утонению крыльев складок или предшествует развитию складчатых структур – в этом случае поверхности сланцеватости сами изгибаются в складки. Тем не менее, взаимоотношения всех элементов складок и сланцеватости свидетельствуют о парагенетическом единстве формирования этого структурного ансамбля.

Для пород Ягнобского комплекса характерны будинаж-структуры. На микроуровне наблюдаются будинаж, растаскивание и разлинзование



**Рис. 2.2.12.** Распределение интенсивности структурно-вещественной переработки горных пород нижнего литостратиграфического (ягнобского) комплекса в районе Фанских гор

На схеме видно чередование полос с различной степенью структурно-вещественной переработки пород  
 1 – карбонатные породы среднего литостратиграфического комплекса; 2 – мезозойские отложения; 3 – область выходов метаморфических сланцев нижнего литостратиграфического комплекса; 4–6 – условные степени структурно-вещественных преобразований горных пород: 4 – слабая, 5 – средняя, 6 – высокая; 7 – будины карбонатных пород; 8 – разломы: а – надвиги, б – сдвиги и сбросы

**Fig. 2.2.12.** Alternating bands of rocks with different intensity of structural-material reworking in the lower lithostratigraphic (Yagnob) complex of the Fanskiy Mountains

(1) carbonate rocks of the middle lithostratigraphic complex; (2) Mesozoic deposits; (3) outcrops of metamorphic schists of the lower lithostratigraphic complex; (4) conventionally weak (5) medium and (6) high degrees of structural-material reworking of rocks; (7) boudins of carbonate rocks; (8) thrusts (a), strike-slip and reversed faults (b)

зерен, обломочков в зернистых разностях пород. На мезо- и макроуровнях фиксируется будинирование пластов метапесчаников, метагравелитов, метакремней и их неизменных разностей, а также многочисленных жил молочно-белого кварца. Будинаж проявляется в пластической форме путем постепенного утонения компетентных слоев и последующего разрыва шеек, а также в виде хрупкого разрушения с образованием поперечных трещин отрыва, которые заполняются кальцитом или кварцем.

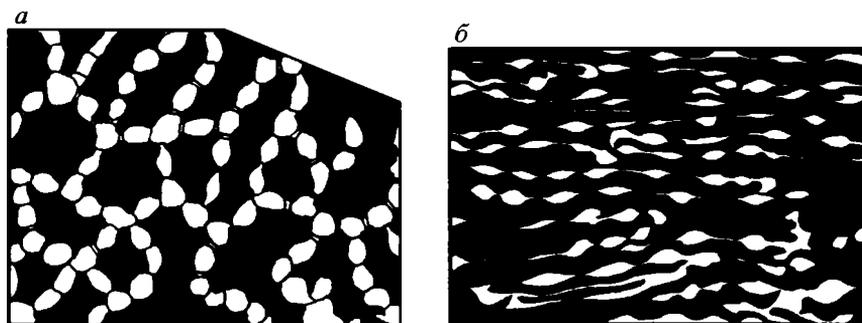
Толщина жил, заполняющих трещины, может быть использована для замера относительной величины деформации и оценки растяжения в плоскости напластования и сланцеватости. Величина такого растяжения весьма велика – расстояние между будинами может достигать 2–5 длин будин.

Деформация проявлена в разлинзовании, растаскивании, удлинении, разрыве галек в гравелитах или конгломератах, в ротационных структурах (кручении галек и минеральных зерен). В зависимости от реологических свойств пород, которые определяются литолого-петрографическим составом, конкретным их набором и интенсивностью (скоростью) процесса, деформация проявляется в пластической и хрупкой формах.

Наблюдается перераспределение вещества в пространстве с оттоком его из одних участков и нагнетанием в другие – в так называемые зоны геодинамических убежищ.

На мегауровне будинаж проявлен еще более отчетливо. Пласты карбонатных пород растащены на отдельные фрагменты на значительные расстояния. При этом первоначально единый прослой (или пачка) карбонатных пород картируется в виде цепочки линз, находящихся на одной линии, но отстоящих одна от другой на расстоянии, в несколько раз превышающем протяженность самих будин. В мраморизованных известняках и доломитах наблюдается при этом полосчатость, гофрировка, малоамплитудные складочки волочения, удлинение включений, в частности кораллов (рис. 2.2.13).

Деформация проявлена по площади и разрезу очень неравномерно. Величины деформации, определенные по методике А.В. Лукьянова, составляют в среднем 200–300%, достигая в отдельных зонах 1000% и более. На некоторых же участках деформация ничтожна. Выделяются субпараллельные



**Рис. 2.2.13.** Пластическая деформация колонии кораллов

*a* – недеформированные кораллы; *б* – деформированные кораллы (по: [Лелешус, 1966])

**Fig. 2.2.13.** Plastic deformation of coral colony

Undeformed corals (*a*) and deformed corals (*b*)

зоны повышенной степени деформации, разделенные зонами менее интенсивных деформаций (см. рис. 2.2.11). Зоны различной степени деформированности переплетаются друг с другом, расходятся, выклиниваются, образуя сложный ленточно-петельчато-линзовидный рисунок.

Таким образом, вся совокупность структурных признаков свидетельствует об интенсивной пластической деформации (объемном пластическом течении) пород Ягнобского комплекса. Значение пластической деформации в обеспечении объемного течения пород будет рассмотрено также и в Главах 2.3; 3.4), где будет показано также, что структурная перестройка горных пород зачастую неотделима от их вещественных преобразований и играет существенную роль в процессе метаморфизма [Колодяжный и др., 1991; Коньгин и др., 1988; Леонов М. и др., 1994, 1995].

### **Хрупкая макросколовая и микросколовая деформация и кливаж**

В предыдущем разделе было показано, что плавное изменение формы поверхности фундамента связано со значительной подвижностью горных масс, которая имеет структурное выражение, отражающее реальное перемещение вещества в пространстве при явном преобладании пластического или хрупко-пластического течения. При этом породы фундамента обладают большей подвижностью, чем породы чехла. И естественно полагать, что пластичные породы фундамента легко приспособляются к пликативным деформациям его поверхности и конформной этой поверхности структуре осадочного чехла.

Но известны случаи, когда поверхность «жестких» массивных кристаллических пород фундамента изогнута без разрыва сплошности и конформно структуре осадочного чехла, а явно выраженных пликативных или сланцеватых структур, отражающих эту изогнутость, или перераспределения вещества, как в меланжах, внутри массива не наблюдается.

Так, в приосевой зоне Главного Кавказского хребта присутствует сложная пликативная деформация поверхности палеозойских гранитов и кристаллических сланцев (см. рис. 2.2.7) [Ажгирей, 1966]. «Первоначально почти горизонтальная поверхность (фундамента – М.Л.) образует брахискладки, длинные оси которых совпадают с осями складок вышележащих осадочных толщ. Никаких принципиальных различий между формой складок, образуемой древней выровненной поверхностью гранитов, и вышележащими осадочными толщами нет...» [Ажгирей, 1966, с. 348]. Таким образом, как подчеркивает автор цитированной работы, поверхность гранитного массива, несмотря на его очевидную жесткость, деформирована пластически. Сам Г.Д. Ажгирей, как и примерно в то же время Л. Кинг, только констатировал факт пликативной деформации кристаллических пород фундамента, но не указал механизма, обеспечивающего 3D-деформацию гранитов.

В настоящее время появилась реальная возможность объяснения пликативной деформации поверхности фундамента за счет нескольких механизмов структурной и структурно-вещественной переработки.

Вопрос о механизме подвижности фундамента довольно прост в том случае, когда границы блоков маркированы разломами, проявляющимися в

фундаменте и чехле. Изменение формы поверхности фундамента при этом часто фиксируется образованием в отложениях чехла штамповых складок (см. рис. 2.2.9, В), механизм формирования которых детально описан, в частности, на примере хребта Большой Каратау в Казахстане [Бронгулеев, 1967].

Но во многих случаях в породах чехла фиксируются пликативные деформации, конформные изгибам верхней поверхности жесткого монолитного фундамента, как это наблюдается, например, в районе Горлоффского грабена [Шенк, 1967]. Здесь выявлены складчатые деформации в породах верхнего плиоцена и плейстоцена, залегающих на монолитном базальтовом цоколе (рис. 2.2.14, см. вклейку). Пластичные деформации и изгибы слоев четвертичного возраста являются реакцией на трещинные деформации в основании. Судя по описанию, эти трещинные зоны, погружаясь в тело фундамента, сливаются в единую плоскость и переходят в четко прослеживаемые разрывы.

Таким образом, разделы блоков в базальтовом основании, сконцентрированные на глубине вдоль серии разломных плоскостей, при приближении к поверхности фундамента рассредоточиваются и образуют зоны трещин. Амплитуды каждого конкретного перемещения пород по отдельным трещинам становятся меньше, чем амплитуда перемещения разлома на глубине, и такое рассредоточение движения по величине и в пространстве дает возможность плавного изменения формы поверхности фундамента, т.е. в данном случае начинает работать механизм микросколового и кливажного тектонического течения.

Описанная форма деформации – «веерная» структура – чрезвычайно характерна для гранитов с пликативно изогнутой поверхностью. Она зафиксирована в различных районах (см. рис. 2.1.18; 2.1.19; 2.1.27). Сходные структурные взаимоотношения воспроизведены в процессе численного моделирования [Стефанов, 2002] (рис. 2.2.15).

Показательный пример изменения формы поверхности фундамента и макросколовой деформации, обеспечивающей дифференциальную подвижность

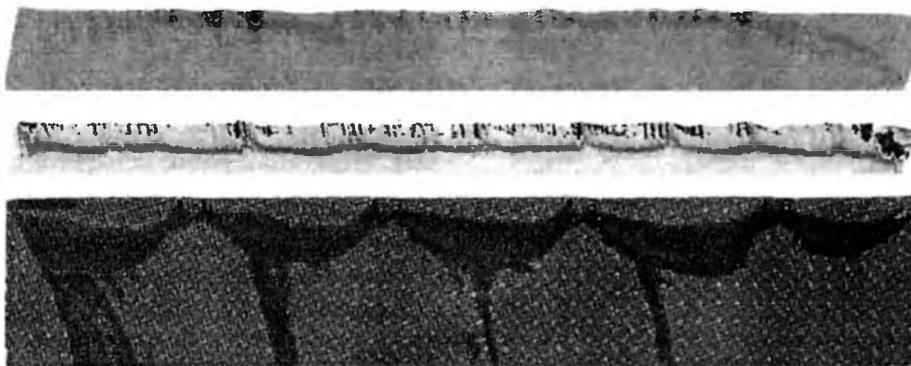


Рис. 2.2.15. Математическая модель, отражающая формирование дискретных структур за счет «расщепления» разломов [Стефанов, 2002]

Fig. 2.2.15. Mathematical model explaining formation of discrete structures because of faults splaying out

горных масс в Средних скалистых горах, описан в Главе 2.1. Подвижность фундамента в данном случае обеспечивается (см. рис. 2.1.10; 2.1.11; 2.2.9, В) развитием крутопадающих разрывов, их виргацией, изгибом поверхностей сместителей, возникновением разнонаправленных систем микротрещин, вращением и объемным расширением блоков и другими явлениями разломной тектоники. Совокупность разломных структур и движений отдельных блоков приводит к объемной подвижности массива, общему изменению формы, образованию куполовидной структуры фундамента и соответствующей деформации пород чехольного комплекса.

При хрупкой макросколовой деформации пород фундамента движение вещества осуществляется за счет дифференциальной подвижности достаточно объемных блоков. В пределах этих блоков форма залегания пород не изменяется, но общая форма верхней поверхности фундамента становится существенно иной.

Обнаружена и еще одна форма макросколовой деформации (которая в ряде случаев сочетается с объемным катаклизмом), изученная в гранитных массивах Забайкалья и Северного Тянь-Шаня – так называемые slice-структуры, описание которых приведено в Главе 2.1 (см. рис. 2.1.16; 2.1.18).

Перейдем к рассмотрению микросколового и кливажного механизмов. Описанию структур этих типов посвящено огромное количество публикаций и, несмотря на противоречивые взгляды по вопросу, какую категорию структур считать кливажем, а какую нет, останавливаться на разъяснении сущности этого явления нет необходимости. Отмечу лишь, что в данном разделе речь будет идти о двух типах кливажа – скалывания и разлома, т.е. о структурах хрупкой деформации. Кливаж течения здесь практически не рассматривается, так как это понятие, по моему мнению, совпадает с понятием сланцеватости, о которой говорилось в предыдущем разделе. В контексте данной работы необходимо обратить внимание на тот факт, что микросколовая деформация и кливаж (являющийся в определенном смысле разновидностью этой деформации) можно рассматривать как один из механизмов, обеспечивающих подвижность условно жестких пород фундамента при формировании пликативных форм его поверхности.

Один из примеров такого механизма – развитие кливажно-сколовых деформаций в бриоверском фундаменте при процессе развития складчатых структур в породах палеозойского чехла Армориканского массива [Bradschaw et al., 1967] (см. рис. 2.2.9, Б). На рисунке видно, что верхняя поверхность фундамента и слоистые образования палеозойского чехла образуют сложные складчатые формы. Плавное изменение формы поверхности фундамента без разрыва ее сплошности обеспечивается на начальных стадиях деформации относительным смещением плоскопараллельных пластин, разделенных поверхностями скола, а затем (при усложнении формы) за счет возникновения новой системы микросколов и перемещения относительно друг друга ограниченных этими поверхностями ромбоэдровидных микрообъемов вещества. Сходный механизм деформации, суть которого видна из рис. 2.2.16, описан применительно к архейскому доколю Канадского щита (Geological..., 1990 г.).

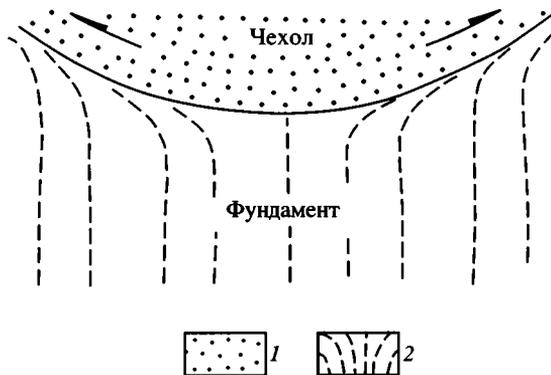
Возможность образования пликативных форм в мощных кристаллических телах за счет микроразрывной тектоники показана на примере

**Рис. 2.2.16.** Деформация поверхности Канадского щита за счет абберрации кливажных поверхностей (по: Geological..., 1990 г.)

1 – протерозойский чехол; 2 – архейский фундамент

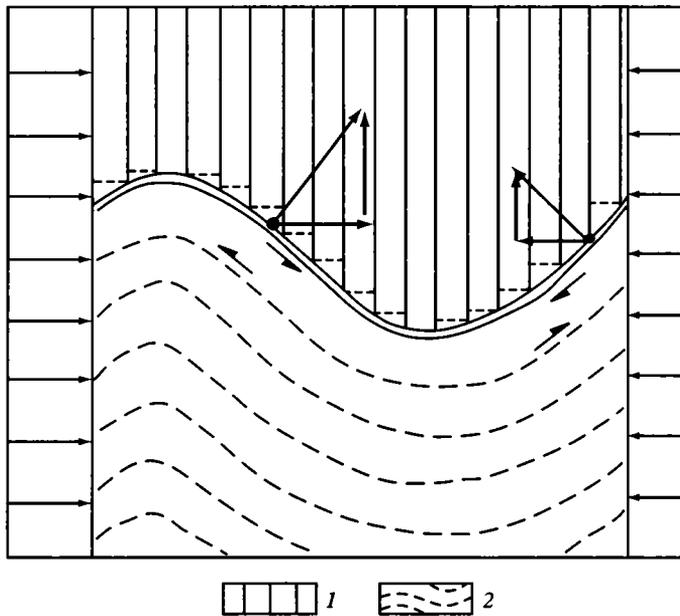
**Fig. 2.2.16.** Deformation of the Canadian Shield surface at the expense of aberration of cleavage planes

(1) Hürwitz Group; (2) Archean basement



тела пермских фельзит-порфиров в районе Джунгарского Алатау [Паталаха, 1966]. Фельзит-порфиры образуют мощный (более 400 м) покров, залегающий на красноцветных конгломератах и песчаниках осадочной серии мощностью около 300 м. Фельзит-порфиры и подстилающие осадочные толщи смяты в крупную синклиналиную складку с углами наклона крыльев 45–55°. На основании детального изучения трещинно-разломной тектоники показано, что здесь наблюдается сочетание двух кинематических типов складок, которые развивались синхронно в соседствующих толщах, различающихся по составу и строению (рис. 2.2.17): в пределах толщи фельзит-порфиров образуется складка скалывания, в осадочной толще – складка скольжения с изгибом. Механизм формирования этой дислокации описан следующим образом. «Под воздействием общего поля боковых скалывающих напряжений осадочная серия сминается в складки путем скольжения с изгибом. На раннем этапе складчатости по границе двух толщ с резко различной подвижностью возникает зона срыва, которая в дальнейшем, действуя как смазка, обеспечивает автономное развитие складки скалывания в фельзит-порфирах. Это проявляется в облегченном проскальзывании фельзит-порфиров по контактному срыву, что вследствие невысокого трения на границе пород приводит к преломлению косых к контакту напряжений в нормальные. Последние разлагаются в фельзит-порфирах на две составляющие: напряжения сплющивания и напряжения скалывания» [Паталаха, 1966, с. 121]. Совокупное действие напряжений сплющивания и скалывания приводит к расщеплению фельзит-порфиров на пластинки, которые имеют возможность проскальзывать относительно друг друга. При этом каждая из пластинок вследствие общего постепенного увеличения амплитуды перемещения от осевых зон перегибов к крыльям должна была подвергнуться растяжению. Таков, по мнению Е.И. Паталахи [1966], механизм изгиба поверхности кристаллического массива.

Нужно заметить, что данный пример в отношении наших рассуждений не является вполне корректным, так как здесь мы имеем дело со складчатой структурой, проявленной в породах различной компетентности. Но в отношении понимания кинематики движений и механизма формирования изгибов мощных монолитных кристаллических пород без нарушения сплошности их поверхности данный пример вполне корректен. Действительно, тело фельзит-порфиров отвечает в механическом смысле породам кристаллического



**Рис. 2.2.17.** Кливажно-сколовый механизм, обеспечивающий внутреннюю подвижность кристаллических пород [Паталаха, 1966]

1 – кристаллические породы; 2 – осадочные слоистые отложения

**Fig. 2.2.17.** Shear-cleavage mechanism ensuring internal mobility of crystalline rocks

(1) crystalline rocks; (2) layered sedimentary deposits

цоколя, а слоистые толщи – осадочному чехлу. При этом весьма существенно, что данный пример может помочь пониманию многих особенностей соотношения структур в фундаменте и чехле при формировании дислокационной дисгармонии, связанной с возникновением срыва в пограничной области между породами фундамента и осадочного чехла. Выявление такой скрытой дисгармонии при кажущейся конформности деформаций весьма существенно для объяснения механизма структурообразования в системе «фундамент – чехол».

По всей видимости, сходный механизм обеспечивает подвижность гранитного фундамента и пликативную деформацию его поверхности в кристаллическом ядре Центрального Кавказа, краткие сведения о которых приведены выше. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что зачастую этот процесс протекает сложнее и сопровождается другими явлениями, такими как появление ориентированной сланцеватости (кливажа течения), рекристаллизацией минеральных агрегатов, микроскладчатостью, складками скалывания и другими структурными проявлениями. Примером такого сложного процесса, связанного с подвижностью горных масс, является механизм пластинчато-сдвигового течения [Чиков и др., 1988]. Близкий по сущности механизм описан в метаморфических толщах Шотландии при формировании так называемых слайдов [Парфенов, 1973]. Нужно отметить, что механизм сколово-кливажного течения часто развит совместно с течением пластическим и образует сложную форму тектонического течения.

## Меланжирование

На многих участках молодых платформ и активизированных плит их складчато-метаморфическое основание сложено пластичными, слоистыми и смятыми в складки, но не метаморфизованными или метаморфизованными частично породами типа глинистых сланцев, песчано-глинистых или кремнисто-карбонатных пород, а также комплексом пород офиолитовой ассоциации. Как удается установить, в доплитную стадию тектогенеза они претерпели столь сильную складчатость, что возможность их реакции на последующие тектонические движения путем усложнения складчатых структур практически отсутствует. Каким же путем они будут реагировать на последующие деформации?

Один из способов преобразования – формирование тектонических смесей: тектоно-микститов, или меланжей [Белостоцкий, 1970; Леонов, 1981] (см. рис. 2.2.9, *Е*). Офиолитовые меланжи детально описаны во многих работах, в том числе и в аспекте формирования офиолитовых протрузий (например, [Книппер, 1969, 1989]). Имеются и примеры осадочных меланжей, в частности меланжи, сформированные по флишевым толщам в пределах Каракульской, Зеравшанской и Нуратау-Курганацкой зон Гиссаро-Алайской горной области, описание которых приведено ранее (см. Главу 1.5; см. рис. 1.5.7, см. вклейку; 1.5.10; 1.5.11; 1.5.15, см. вклейку). Здесь в качестве иллюстрации повторим лишь краткое описание меланжа Зеравшанской зоны.

В пределах Зеравшанской зоны выделяется два структурных этажа, разделенных поверхностью размыва и резкого (до 90°) углового несогласия. Палеозойские толщи нижнего этажа смяты в крутые, сжатые до изоклинальных складки с субвертикальными осевыми плоскостями и острыми замками. Пласты стоят на головах или имеют крутые южные и северные падения, образуя веерообразную структуру, слегка раскрывающуюся книзу. Верхний структурный этаж представлен отложениями мезозоя и кайнозоя, которые смяты в сопряженные между собой крупные антиклинальную и синклинальную складки, слегка запрокинутые к северу.

Движения последней фазы, приведшие к формированию складчатой структуры в мезозойско-кайнозойском чехле, изменили форму залегания фундамента. При этом изгибы поверхности фундамента (домезозойского пенеппена) полностью конформны общей складчатой структуре отложений чехла. Произошли серьезные изменения и во внутренней структуре палеозойских толщ. Пластичные породы палеозоя перетекают, вдавливаются в замки антиклинальных складок, образованных породами чехла, и формируют псевдодиapiroвые структуры. Перераспределение пород в пространстве сопровождается их тектонической переработкой: в песчаниках наблюдается будинаж, растаскивание слоев, развальцевание; отщепы и обрывки пластов перемешаны с глинистой массой, которая имеет бесструктурный облик и полностью теряет свои первоначальные осадочные текстуры и структуры. Слоистость и стратификация в породах практически отсутствуют, и они представляют собой сложно построенную тектоническую смесь хаотического облика – тектономикстит, или осадочный меланж. Перераспределение вещества сопровождается его интенсивной дезинтеграцией, потерей внутренней связности и перемешиванием (меланжированием), что в данном случае

и обеспечивает подвижность пород фундамента и изгибание его поверхности в складчатые формы без разрыва сплошности.

Меланжирование происходит в областях наиболее интенсивного изменения формы; осадочные меланжи обычно, если не захватывают больших объемов, приурочены к антиклинальным структурам и зонам формирования тектонодиапиров и зон выдавливания. На участках пологого или субгоризонтального залегания пород чехла сохраняются первичные структурные соотношения и меланжирования обычно не происходит. Данный тип подвижности фундамента, по-видимому, вообще свойственен складчатым областям и активизированным молодым платформам (плитам). Осадочные меланжи, активизированные или сформировавшиеся в новейшее время, известны и в других районах Южного Тянь-Шаня, в частности, как упоминалось, в пределах Каракульской и Курганакской зон.

Процесс меланжирования и связанного с ним тектонического перераспределения в пространстве горных масс (тектонического течения) имеет принципиальное значение и проявляется не только в форме осадочных меланжей. Тектономикститы подобного типа могут образовываться и в метаморфических толщах. Зона сланцевого меланжа описана в пределах Ганза-Чимтаргинского массива [Леонов, 1988]. Наблюдаются и более сложные явления комплексных структурно-вещественных преобразований. В Иртышской зоне смятия описаны [Чиков, 1988; Чиков и др., 1988] тектономикститы меланжевого облика с элементами милонитизации, пластинчатого проскальзывания, структурами раздавливания и комплексом сложных вещественных преобразований. В грубой фракции тектономикститов отмечены разлинзование, перемещение и поворот обломков, будинирование слоеподобных тел, брекчирование и катаклиз. Все эти данные показывают, что процесс меланжирования и связанного с ним тектонического течения является одним из распространенных механизмов, обеспечивающих подвижность горных масс, в том числе и фундамента при его вторичной тектонической активизации.

### **Брекчирование и катаклиз**

Можно полагать, что механизмы макроскопической тектоники могут обеспечивать лишь ограниченную подвижность кристаллических пород без разрыва сплошности деформируемых объемов фундамента, что наблюдается, скажем, на примере купола Оул-Крик [Фуз, 1976] (см. рис. 2.2.9, В). При нарастании амплитуды движения по разломам неизбежно раскалывание жесткого основания на более или менее крупные блоки, и пликативные формы уступят место блоковой разломной тектонике, которая может проявиться и в отложениях чехла. Микроскопическая (кливажная) тектоника обеспечивает более высокую степень внутренней подвижности, которая связана с объемным квазипластическим течением.

Существуют и другие формы структурных преобразований, первичной основой которых является хрупкая деформация мезо- и микроуровня и которые обеспечивают значительную, практически неограниченную, подвижность горных пород фундамента. Речь идет о катакластическом механизме, связанным с полным или частичным раздроблением кристаллических пород

на микро-, мезо- и макроуровнях (см. рис. 2.2.9, Д). Катаклазированные породы приобретают способность к катакlastическому течению, которое проявляется на разных масштабных уровнях вплоть до регионального. Как показывают данные полевых исследований и анализ литературы, границы вообще очень легко поддаются тектонической дезинтеграции (см. рис. 2.1.13, см. вклейку; 2.1.14; 2.1.16; 2.1.18; 2.1.27; 2.1.28, см. вклейку) и приобретают способность к катакlastическому или хрупко-пластическому течению. Примеры этого явления детально описаны в Главах 1.3; 2.1, где рассматривались гранитные протрузии и диапиры Северной Америки, Дзиркульского массива, Тянь-Шаня, Забайкалья и других регионов (ссылки на литературные источники приведены в Главе 2.1).

### **Динамическая рекристаллизация и перекристаллизация**

Выше мы рассмотрели варианты, когда изменение формы поверхности кристаллического фундамента обеспечивается подвижностью горных масс с четко фиксируемой их внешней и внутренней структурной перестройкой, т.е. их хрупкой и пластической деформацией. Но при изучении некоторых объектов обращает на себя внимание еще одна особенность: внешняя форма геологических тел изменена в сравнении с исходной, а следов внутренней деформации наблюдать не удастся. Такое явление особенно характерно для мощных массивов, сложенных неслоистыми или грубослоистыми карбонатными породами. И это заставляет искать какой-то иной, «неструктурный» механизм, обеспечивающий подвижность горных пород при изменении их внешней формы.

«При деформации какого-либо тела в нем возникают внутренние силы, которые стремятся восстановить первоначальное состояние равновесия. Мерой этих сил являются внутренние напряжения» [Гинтов, Исай, 1988]. Из этого следует, что смысл любой деформации в релаксации (частичной или полной) напряженного состояния деформируемого тела. В геологии – это релаксация напряженного состояния условного объема горных масс, подвергнутых действию тектонических сил, и горные породы должны стремиться снова перейти в равновесное состояние. Релаксация сложного напряженного состояния горных пород при их пластической деформации может осуществляться за счет не только структурных, но и глубоких физико-химических превращений (см. Главу 2.3), а также за счет процесса рекристаллизации (перекристаллизации). «Перекристаллизация – процесс изменения форм и размеров уже существующих кристаллических построек за счет перемещения (переотложения) собственного вещества... Основным условием перекристаллизации является энергетическая неэквивалентность различных участков граничных поверхностей минеральных индивидов... Рекристаллизация ... процесс возникновения межзерновых границ внутри монокристаллических минеральных зерен... Движущей силой процесса рекристаллизации является стремление кристалла избавиться от той части внутренней энергии..., которая концентрируется во всевозможных дефектах его кристаллической решетки..., возникающих... вследствие... деформационных процессов» [Япаскерт, 2004, с. 10–11]. Замечу, что нужно быть внимательным при переводе этих терминов с английского языка на русский и на-

и обеспечивает подвижность пород фундамента и изгибание его поверхности в складчатые формы без разрыва сплошности.

Меланжирование происходит в областях наиболее интенсивного изменения формы; осадочные меланжи обычно, если не захватывают больших объемов, приурочены к антиклинальным структурам и зонам формирования тектонодиапиров и зон выдавливания. На участках пологого или субгоризонтального залегания пород чехла сохраняются первичные структурные соотношения и меланжирования обычно не происходит. Данный тип подвижности фундамента, по-видимому, вообще свойственен складчатым областям и активизированным молодым платформам (плитам). Осадочные меланжи, активизированные или сформировавшиеся в новейшее время, известны и в других районах Южного Тянь-Шаня, в частности, как упоминалось, в пределах Каракульской и Курганакской зон.

Процесс меланжирования и связанного с ним тектонического перераспределения в пространстве горных масс (тектонического течения) имеет принципиальное значение и проявляется не только в форме осадочных меланжей. Тектономикститы подобного типа могут образовываться и в метаморфических толщах. Зона сланцевого меланжа описана в пределах Ганза-Чимтаргинского массива [Леонов, 1988]. Наблюдаются и более сложные явления комплексных структурно-вещественных преобразований. В Иртышской зоне смятия описаны [Чиков, 1988; Чиков и др., 1988] тектономикститы меланжевого облика с элементами милонитизации, пластинчатого проскальзывания, структурами раздавливания и комплексом сложных вещественных преобразований. В грубой фракции тектономикститов отмечены разлинзование, перемещение и поворот обломков, будинирование слоеподобных тел, брекчирование и катаклиз. Все эти данные показывают, что процесс меланжирования и связанного с ним тектонического течения является одним из распространенных механизмов, обеспечивающих подвижность горных масс, в том числе и фундамента при его вторичной тектонической активизации.

### **Брекчирование и катаклиз**

Можно полагать, что механизмы макроскопической тектоники могут обеспечивать лишь ограниченную подвижность кристаллических пород без разрыва сплошности деформируемых объемов фундамента, что наблюдается, скажем, на примере купола Оул-Крик [Фуз, 1976] (см. рис. 2.2.9, В). При нарастании амплитуды движения по разломам неизбежно раскалывание жесткого основания на более или менее крупные блоки, и пликативные формы уступят место блоковой разломной тектонике, которая может проявиться и в отложениях чехла. Микроскопическая (кливажная) тектоника обеспечивает более высокую степень внутренней подвижности, которая связана с объемным квазипластическим течением.

Существуют и другие формы структурных преобразований, первичной основой которых является хрупкая деформация мезо- и микроуровня и которые обеспечивают значительную, практически неограниченную, подвижность горных пород фундамента. Речь идет о катакластическом механизме, связанным с полным или частичным раздроблением кристаллических пород

на микро-, мезо- и макроуровнях (см. рис. 2.2.9, Д). Катаклазированные породы приобретают способность к катакластическому течению, которое проявляется на разных масштабных уровнях вплоть до регионального. Как показывают данные полевых исследований и анализ литературы, граниты вообще очень легко поддаются тектонической дезинтеграции (см. рис. 2.1.13, см. вклейку; 2.1.14; 2.1.16; 2.1.18; 2.1.27; 2.1.28, см. вклейку) и приобретают способность к катакластическому или хрупко-пластическому течению. Примеры этого явления детально описаны в Главах 1.3; 2.1, где рассматривались гранитные протрузии и диапиры Северной Америки, Дзиркульского массива, Тянь-Шаня, Забайкалья и других регионов (ссылки на литературные источники приведены в Главе 2.1).

### **Динамическая рекристаллизация и перекристаллизация**

Выше мы рассмотрели варианты, когда изменение формы поверхности кристаллического фундамента обеспечивается подвижностью горных масс с четко фиксируемой их внешней и внутренней структурной перестройкой, т.е. их хрупкой и пластической деформацией. Но при изучении некоторых объектов обращает на себя внимание еще одна особенность: внешняя форма геологических тел изменена в сравнении с исходной, а следов внутренней деформации наблюдать не удастся. Такое явление особенно характерно для мощных массивов, сложенных неслоистыми или грубослоистыми карбонатными породами. И это заставляет искать какой-то иной, «неструктурный» механизм, обеспечивающий подвижность горных пород при изменении их внешней формы.

«При деформации какого-либо тела в нем возникают внутренние силы, которые стремятся восстановить первоначальное состояние равновесия. Мерой этих сил являются внутренние напряжения» [Гинтов, Исай, 1988]. Из этого следует, что смысл любой деформации в релаксации (частичной или полной) напряженного состояния деформируемого тела. В геологии – это релаксация напряженного состояния условного объема горных масс, подвергнутых действию тектонических сил, и горные породы должны стремиться снова перейти в равновесное состояние. Релаксация сложного напряженного состояния горных пород при их пластической деформации может осуществляться за счет не только структурных, но и глубоких физико-химических превращений (см. Главу 2.3), а также за счет процесса рекристаллизации (перекристаллизации). «Перекристаллизация – процесс изменения форм и размеров уже существующих кристаллических построек за счет перемещения (переотложения) собственного вещества... Основным условием перекристаллизации является энергетическая неэквивалентность различных участков граничных поверхностей минеральных индивидов... Рекристаллизация ... процесс возникновения межзерновых границ внутри монокристаллических минеральных зерен... Движущей силой процесса рекристаллизации является стремление кристалла избавиться от той части внутренней энергии..., которая концентрируется во всевозможных дефектах его кристаллической решетки..., возникающих... вследствие... деформационных процессов» [Япаскерт, 2004, с. 10–11]. Замечу, что нужно быть внимательным при переводе этих терминов с английского языка на русский и на-

оборот, так как термину «перекристаллизация» в английском языке соответствует слово «recrystallization», а термину «рекристаллизация» – слово «recovery».

Еще одно важное обстоятельство: если в статических условиях можно достаточно уверенно различать эти два вида структурно-вещественной трансформации горных пород, то в геологических объектах, которые подверглись объемной пластической деформации, эти два вида перестройки кристаллических фаз тесно переплетены. Однако в случае пластической «деформации формы» можно достаточно уверенно говорить о механизме именно рекристаллизации.

Не вдаваясь в детали вопроса (в интересующем нас аспекте он подробно рассмотрен в целом ряде работ – например, [Пуарье, 1988; Чередниченко, 1964; Япаскурт, 2004; и др.]), отмечу лишь некоторые положения, имеющие принципиальное значение для обсуждаемой проблемы.

Пластически или упруго-пластически деформированные участки любых твердых кристаллических тел находятся в неустойчивом состоянии, и релаксация напряженного состояния осуществляется за счет совокупности структурных микро-, мезо- и макропроцессов, которые сопровождаются и физико-химическими явлениями, в частности растворением и переотложением вещества (перекристаллизация). Но в том случае, если релаксация напряженного состояния не может осуществиться за счет структурных преобразований, она происходит преимущественно или исключительно за счет процессов перекристаллизации и/или рекристаллизации, т.е. возникновения новых кристаллов (или преобразования возникших ранее кристаллических фаз), форма и взаимное расположение которых снимает неравновесное напряженное состояние. Различают два типа рекристаллизации: поверхностную рекристаллизацию и рекристаллизацию обработки (динамическую).

Движущей силой поверхностной рекристаллизации является поверхностная энергия, но она слишком мала для того, чтобы стимулировать образование новой кристаллической структуры. Рекристаллизация обработки происходит лишь в деформированных материалах, и именно она представляет наибольший интерес для рассматриваемой проблемы, так как только этот тип рекристаллизации приводит к зарождению и росту новых минеральных зерен, форма и взаимное расположение которых обеспечивает равновесное напряженное состояние внутри деформированного объема.

Общепринято [Пуарье, 1988; Чередниченко, 1964], что перестройка кристаллической решетки и возникновение новой кристаллической структуры обеспечивается энергией активации атомов, полученной ими при деформации. Температура не является решающим фактором рекристаллизации – она лишь ускоряет процесс. Так рекристаллизация каменной соли и сильвина происходит с постоянной скоростью около 0,1 мм / сутки при комнатной температуре. При такой же температуре рекристаллизуются свинец, цинк, олово. При достаточно низких температурах рекристаллизуются и некоторые минералы горных пород, например кальцит и кварц. Особенно четко явление рекристаллизации проявляется в карбонатных породах.

При изучении карбонатных разрезов среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня была подмечена следующая закономерность (см. рис. 2.2.9, Г). В еди-

ном разрезе карбонатных пород выделяются слои, пачки и мощные горизонты неслоистых, массивных разностей пород, чередующихся с тонкослоистыми разностями карбонатных пород или пород иного состава. В тонкослоистых отложениях наблюдаются структуры тектонического течения, складки различного масштаба, подвороты слоев, будинаж, дифференциальное межслоевое проскальзывание и пр. При этом зачастую сохраняются первичные седиментационные структуры и текстуры, внутренняя слоистость, градационная слоистость в карбонатных турбидитах.

При переходе к массивным разностям внутрислойные и межслойные деформационные структуры исчезают и возникает новая перекристаллизованная мраморовидная порода. Зерна приобретают одинаковые габитус и размер, становятся более крупными и свободными от посторонних примесей, причем если в тонкослоистых разностях при интенсивной их дислоцированности в кристаллах кальцита можно наблюдать следы хрупкой и пластической деформации, то в массивных мраморизованных разностях следы деформации кристаллов отсутствуют, что свидетельствует о релаксации напряженного состояния в этих кристаллах. Такое различие во внутренней структуре и степени вторичных преобразований (массивные разности являются по сути породами метаморфизованными) обусловлено, вероятно, различной реакцией пород на сложное напряженное состояние. При общей деформации мощной карбонатной толщи в тонкослоистых, пластичных и с большим числом межслоевых поверхностей раздела породах релаксация напряженного состояния происходит за счет хрупких и пластических деформаций, образования будинажных структур, возникновения складочек и подворотов, межслоевого проскальзывания и пр.

Массивные разности пород, находясь в тех же динамических условиях, в силу большей жесткости и монолитности не имеют возможности реагировать подобным же образом на напряженное состояние. И если геологические условия и механические свойства не позволяют им изменить свое внутреннее строение за счет структурной перестройки, то релаксация напряженного состояния происходит за счет процесса динамической рекристаллизации. В структурной геологии этому процессу не придается должного значения, однако в металловедении и механохимии накоплен большой расчетный и экспериментальный материал по этому вопросу, и эти данные позволяют считать, что рекристаллизация – реальный способ обеспечения подвижности вещества при деформации геологических тел.

Правда, способ этот принципиально отличается от рассмотренных ранее «структурных» механизмов. Во-первых, при рекристаллизации вообще не происходит перемещения вещества в пространстве или масштабы такого перемещения ограничены в основном размерами зерен и межзерновых пространств; во-вторых, при данном механизме отсутствует реальное механическое перемещение частиц деформируемого тела (кроме механической сегрегации вещества, которая зачастую сопровождает процесс рекристаллизации). И тем не менее, в результате процесса рекристаллизации значительные объемы горных пород приобретают реальную возможность изменять свою первичную форму и релаксировать напряженное состояние, вызвавшее их общую деформацию.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ И РЕИДНАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

Рассмотренный в предыдущих разделах материал позволяет утверждать, что фундамент (складчато-метаморфическое основание) различных геоструктур, вопреки распространенному мнению о его жесткости (склеротизированности), обладает значительной подвижностью горных масс, и эта подвижность имеет четкое структурное или структурно-вещественное выражение, отражающее реальное перемещение вещества в пространстве. Движение вещества осуществляется в форме пластического, хрупко-пластического и катакластического тектонического течения, а также «бесструктурного» преобразования (рекристаллизация).

Объемное течение пород консолидированного цоколя сопровождается возникновением сложных внутренних деформационных структур и изменением формы деформированных масс без разрыва их сплошности, причем степень структурного и структурно-вещественного перерождения пород фундамента зачастую гораздо более высокая, чем в чехле.

Изученные механизмы структурно-вещественного преобразования горных пород, обеспечивающих их объемную подвижность, работают в режиме «холодной» деформации, и мы не затрагивали проблему термической пластификации фундамента, так как совершенно очевидно, что разогрев может только увеличить пластичность и подвижность горных масс, а никак не наоборот.

О том, что все описанные выше структурно-вещественные преобразования происходили при фоновых температурах, не превышающих стадию метагенеза, свидетельствует следующее: породы чехла во всех рассмотренных случаях не затронуты термальным метаморфизмом, а все приведенные примеры структурной переработки кристаллического фундамента и складчато-метаморфического основания описаны в непосредственной близости от контакта с чехлом; породы фундамента (и частично чехла), захваченные метаморфизмом времени активизации, имеют вертикальные и латеральные переходы в неметаморфизованные разности и испытали лишь низкотемпературный релаксационный метаморфизм, который будет описан в следующем разделе. Можно считать, что повышенный прогрев не является обязательным условием возникновения внутренней подвижности консолидированных пород.

Механизмы «пластификации» или, скорее, подвижности горных масс рассмотрены в главе в чистом виде, однако в природе такие варианты встречаются крайне редко. Обычно подвижность обеспечивается одновременно несколькими механизмами. Пластическая деформация практически всегда сопровождается хрупкой деформацией, процессами перекристаллизации и динамической рекристаллизации; кливажно-сколовая тектоника входит в парагенез с пластической деформацией, возникновением складчатой структуры и т.д.

При изучении геологических объектов мы имеем дело со сложным сочетанием разнообразных механизмов деформации, и как показано выше, многие из них свидетельствуют о *реальном связанном перемещении вещества в пространстве*, т.е. тектоническом течении горных масс (определения см. во Введении). Возникновение в геологии термина «тектоническое течение» –

явление неслучайное. Дело в том, что отнесение деформации к той или иной ее разновидности (пластической, хрупкой, хрупко-пластической) зависит от масштаба исследования [Кожухарова, Леонов, 1988; Леонов, Кожухарова, 1988; Талицкий, 1994]. Более того, как отмечено в [Талицкий, 1994], разделение тектонических деформаций на связные и несвязные, при котором связные деформации отождествляются с пластичностью, а несвязные – с хрупким разрушением, весьма искусственно.

Исходя из этих положений, С. Керри [Carey, 1954] и Л. Кинг [1967] ввели в обиход понятие «реидная деформация» (от греческого «ρεο» – течь), определив ее как способность горных пород к течению в твердом состоянии. Понятие «реидная деформация» – и в этом его преимущество – охватывает все виды тектонического течения и различные их сочетания, что позволяет избежать указанных противоречий и сделать более адекватным описание природных процессов, не входя в противоречия с принципами механики и реологии [Рейнер, 1947]. В соответствии со сказанным, *понятие «реидная тектоника», которым мы пользуемся наряду с другими терминами, включает в себя совокупность тектонических процессов и структур, отражающих объемное тектоническое течение горных масс, и процессов, генетически с ним связанных.*

Поэтому, говоря об объемной подвижности, удобнее использовать термины «реидная деформация» и «реидная тектоника», так как они более адекватно отражают суть происходящих процессов. Таким образом, используя представления о 3D-мобильности горных пород, можно уверенно говорить, что геодинамика тех объектов, которые были рассмотрены в предыдущих главах (Карельский, Родопский и Дзирульский массивы, Южный Тянь-Шань и др.), определяется масштабным проявлением реидного поведения вещества, т.е. его способностью к объемному тектоническому течению. Способ реализации реидного поведения вещества, как можно было видеть из описания реальных геологических объектов, предопределен реологическими свойствами горных пород, геологическими условиями проявления деформационного процесса, типом и интенсивностью напряженного состояния горных масс, и именно с этим связано возникновение определенного внутреннего структурного парагенезиса деформированного объема.

И еще два примечания. 1 – Все виды деформации, которые мы рассмотрели, связаны с дезинтеграцией горных пород (катаклиз, макро- и микросколовая деформация) или с процессами метаморфической перекристаллизации и динамической рекристаллизации, т.е. во всех случаях *породы приобретают новую дискретную – гранулированную – структуру.* Это явление имеет принципиальное значение для понимания процесса деформирования пород консолидированной коры, на что было обращено внимание при описании гранитных кристаллических протрузий. 2 – В процессе деформации породы испытывают не только структурные, но и вещественные преобразования – метаморфизм, проявления которого характеризуются некоторыми специфическими особенностями (нарушение метаморфической зональности, несоответствие РТ-параметров метаморфизма геологической позиции пород и т.д.). Эти два явления имеют ряд важных следствий, которые мы рассмотрим в следующих главах (см. Главы 2.3; 2.4).

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 191 с.
- Белостоцкий И.И.* Зоны меланжа и хаотических структур // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 170–191.
- Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 265–269.
- Бронгулеев В.В.* Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 290 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М.* Тектоно-физические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
- Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 439 с.
- Дук В.Л.* Складки зоны ультраметаморфизма. Л.: Наука, 1987. 83 с.
- Зыков Д.С.* Методы исследования и примеры неотектонической объемной подвижности фундамента в Карелии // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: XXIX совещ. МТК: Тез. докл. М., 1996. С. 53–55.
- Зыков Д.С.* Парагенезы неотектонически активизированных структур кристаллического фундамента Карелии // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: GEOS, 1997. С. 55–57.
- Зыков Д.С.* Проявления новейшей тектонической объемной подвижности горных масс в Карелии // Докл. РАН. 1999. Т. 264, № 2.
- Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский шит). М.: GEOS, 2001. 146 с.
- Зыков Д.С.* Структурно-кинематическая модель неотектонических деформаций юга Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 4. С. 11–17.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Книппер А.Л.* Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
- Книппер А.Л.* Методы картирования и изображения офиолитов на средне- и крупномасштабных тектонических картах // Тектонические исследования в связи с среднекрупномасштабным геокартингом. М.: Наука, 1989. С. 15–23.
- Кожухарова Е., Леонов М.Г.* Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Geol. Balcanica. 1988. Т. 18, № 4. Р. 37–46.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганакской шовной зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 1. С. 66–79.
- Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С.* Тектоника Южно-Нуратинской линейментной зоны (Кызылкум) // Геотектоника. 1991. № 5. С. 93–106.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В.* Тектоническая структура Курганакской зоны (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.
- Копп М.Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Там же. 1979. № 2. С. 94–107.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
- Копп М.Л.* Новейшая структура платформ юго-восточной Европы как результат коллизии в переравийском сегменте Альпийского пояса // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 179–216. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Лелеуш В.Л.* Будинаж в силурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области // Геотектоника. 1966. № 6. С. 100–104.
- Леонов М.Г.* Олиостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 185 с.
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988.

- Леонов М.Г., Кожухарова Е. Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. О проявлении метаморфических процессов в Нуратау-Курганакской шовной зоне (Южный Тянь-Шань) // Докл. РАН. 1994. Т. 336, № 5. С. 647–650.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм. // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- Лукашов А.Д. Основные черты неотектоники Карелии // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974. С. 5–15.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Миллер Ю.В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
- Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Морозов Ю.А. Оценка некоторых критериев выделения наложенных деформаций // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.
- Николаев В.И. Разломы и геодинамическая напряженность литосферы в Среднем Поволжье по данным дешифрирования космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С. 45–49.
- Николаев А. Основы деформации горных пород. М.: Мир – Эльер Акитен, 1992. 166 с.
- Парфенов Л.М. Дислокации метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 64–77.
- Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиров // Там же. 1966. № 3. С. 109–124.
- Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. М.: Мир, 1988. 285 с.
- Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ-Гостехиздат, 1947. 134 с.
- Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физ. мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 107–118.
- Сыстра Ю.И. Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
- Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
- Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии // Там же. 1971. № 6. С. 58–64.
- Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
- Чердынченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
- Чиков Б.М. Физико-механические и механо-химические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1988. С. 5–28.
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Подцибастенкова Е.А. Морфологические типы структур течения в blastsmilonites Иртышской зоны смятия // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 11–14.
- Шенк Е. Постплиоценовые движения земной коры со складчатыми формами в Веттеррау // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 119–128.
- Эз В.В. Проблемы структурной геологии метаморфических комплексов // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 90–106.
- Япаскурт В.О. Структурогенез статического метаморфизма. М.: Изд-во МГУ, 2004. 152 с. Alpine-Mediterranean geodynamics. Wash. (Д.С.), 1982. 216 p. (Amer. Geophys. Union. Geodynamic Ser.; Vol. 7).

- Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T.* The development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic relationships in west Finistère (France) // *Geol. Rundsch.* 1967. Vol. 56. N 2. P. 567–596.
- Carey S.W.* The Rheid concept in geotectonics // *Bull. Geol. Soc. Austral.* 1954. Vol. 1. P. 67–117.
- Echtler H., Chauve A.* Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany) // *Geodin. Acta.* 1991–1992. Vol. 5. N 1–2. P. 37–49.
- McCourt S., Wilson J.F.* Late Archaean and Early Proterozoic tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // *Geol. Dep. Univ. West. Austral. Publ.* 1992. N 22. P. 237–245.
- Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
- Turner F.J., Weiss L.* Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y.: McGraw-Hill, 1963. 545 p.
- Wilson G.* The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field // *Ann. Soc. Geol. Belg.* 1961. Vol. 84, N 9. P. 423–548.
- Wise D.U.* Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl-Kreek Mountains, Wyoming // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1963. Vol. 47. P. 586–598.
- Wise D.U.* Microjointing in basement, Middle Rocky Montana and Wyoming // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1964. Vol. 75. P. 287–306.

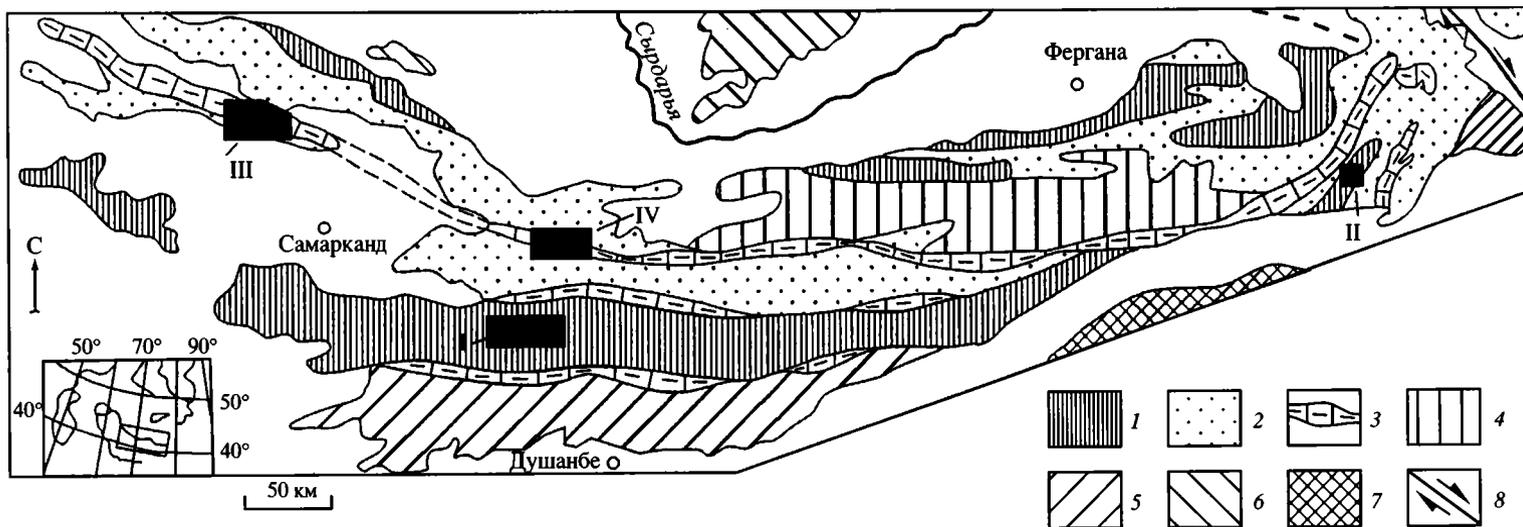
## РЕЛАКСАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

The chapter dedicated to problems of ductile deformations during metamorphism includes observation data on several tectonic structures in the southern Tien Shan (Ganza-Chimtarga massif, Sugut complex, and Nuratau-Kurganak suture zone). Rocks of all the studied structures reveal indications of subhorizontal and subvertical ductile flows and corresponding structural and compositional transformations. Their metamorphic grade is evaluated based on proportion (percentage) of newly formed parageneses of metamorphic minerals relative to the reference rock volume. The extent of deformation intensity in structural parageneses is estimated using natural stress indicators. The established spatial distribution of parameters characterizing the extent of deformations and mineral transformations is shown to be nonuniform and not corresponding to a regular vertical and lateral metamorphic zoning, as the relevant mineral systems are out of equilibrium despite the isochemical character of metamorphism. Nevertheless, there is a positive correlation between the intensity of ductile deformation and metamorphic grade, which is a ground to conclude that ductile deformations should be considered as a powerful factor of metamorphic alterations.

Породы складчато-метаморфического основания в процессе тектогенеза испытывают многофазные структурно-вещественные преобразования, и одной из важнейших задач является анализ факторов, контролирующих ход вещественных преобразований горных пород в процессе их эволюции. Некоторые из изученных нами объектов характеризуются специфическими особенностями проявления метаморфических процессов, которые, как мне кажется, имеют существенное значение для понимания закономерностей структурно-вещественного преобразования пород складчато-метаморфического основания подвижных поясов. Рассмотрим эти явления на примере Южного Тянь-Шаня, основные закономерности строения и эволюции которого рассмотрены в Главе 1.5.

Известно, что процессы метаморфизма и деформации тесно взаимосвязаны, и данный тезис совсем не оригинален. При этом чаще всего обсуждается вопрос даже не о деформации как таковой, а о роли одностороннего давления (стресса), влияние которого на вещественные преобразования горных пород в настоящее время очевидно. Оно выражено в ускорении метаморфических реакций и понижении температуры кристаллизации, в зарождении центров кристаллизации, в повышенной скорости растворения и миграции вещества, в изменении структуры метаморфических толщ и пр. Тем не менее по этому вопросу существует немало взаимоисключающих мнений, и интерес к этой проблеме не ослабевает [Бондаренко, 1976; Винклер, 1969, 1979; Елисеев, 1963; Кожухарова, Леонов, 1988; Колодяжный и др., 1991; Леонов М., 1985, 1988; Леонов М., Кожухарова, 1990; Лукьянов, 1980, 1986, 1987, 1991; Лукьянова, Лукьянов, 1987; Мясников и др., 1986; Паталаха, 1978; Паталаха, Лукиенко, 1986; Рутланд, 1967; Флинн, 1967; Черденченко, 1964; Чиков, 1988; и мн. др.]

Изучение зон развития зеленосланцевого метаморфизма на Южном Тянь-Шане позволяет предложить для обсуждения ряд вопросов о роли



**Рис. 2.3.1.** Положение участков детальных работ в пределах Южного Тянь-Шаня

1 – Ягнобская (южные выходы) и Канская (северные выходы) зоны; 2 – Туркестано-Алайская, Зеравшано-Туркестанская и Восточно-Алайская зоны; 3 – Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Нуратау-Курганакская зоны; 4 – Алайская зона; 5 – Гиссарская зона; 6 – зона Срединного Тянь-Шаня; 7 – Памир; 8 – Таласо-Ферганский сдвиг. I–IV – районы детальных исследований

**Fig. 2.3.1.** Areas studied in detail within the Southern Tien Shan:

(1) Yagnob (southern outcrops) and Kan (northern outcrops) zones; (2) Turkestan-Alai, Zeravshan-Turkestan and East Alai zones; (3) Karakul-Zidda, Zeravshan and Nuratau-Kurganak zones; (4) Alai zone; (5) Gissar zone; (6) Median Tien Shan zone; (7) Pamirs; (8) Talas-Fergana wrench fault. I–IV – areas of detailed investigation

структурного фактора в процессе метаморфизма. Исследованы зоны субгоризонтального и субвертикального плоскостного тектонического течения Ганза-Чимтаргинского массива, Сугутского блока и Нуратау-Курганакской шовной зоны концентрированных деформаций (рис. 2.3.1). Перечисленные объекты не равнозначны по информативности, но дополняют друг друга в наборе фактологического материала.

## ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКИЙ МАССИВ

Геологическое строение и особенности тектонической структуры района описаны в Главах 1.5; 2.2, а вопросы геодинамической эволюции массива разобраны в Главе 3.6. Напомню, что массив соответствует центральному участку Зеравшано-Гиссарской тектонической зоны Южного Тянь-Шаня и представляет собой крупную (20–40 км) синформу с пологим днищем, образованную системой тектонических чешуй, клиньев и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением разреза и масштабным проявлением зеленосланцевого метаморфизма (см. рис. 1.5.1, см. вклейку; 1.5.2; 3.4.2; 3.4.3).

Все тектонические элементы массива сложены палеозойскими отложениями, которые включают три литостратиграфических комплекса, составляющих первично единую последовательность напластования: нижний терригенно-вулканогенный метаморфизованный (ордовик?–нижний силур); средний карбонатный (верхний силур–средний девон); верхний кремнисто-терригенный (средний девон – нижний карбон?). Описание позиции метаморфических толщ, структуры и геодинамических условий их формирования содержатся во многих публикациях [Бакиров, 1978; Довжиков и др., 1984; Леонов М., 1985, 1988; Минаев, 1978; Федоров, 1982; Шванов, 1983; и др.], а также в Главах 1.5; 2.2; 3.6.

На основании структурно-вещественного парагенетического анализа вслед за В.Н. Швановым [1983] нами выделены три ступени преобразования горных пород. В основу анализа положены следующие критерии: 1 – качественная и полуколичественная оценки величины деформации (интенсивность будинажа и других проявлений тектонической деформации, степень удлиненности минеральных зерен и включений, степень рассланцевания и делимости, степень упорядоченности линейных элементов); 2 – минеральные метаморфические парагенезисы; 3 – процентное соотношение первичных и метаморфических минералов; 4 – степень метаморфической дифференциации; 5 – степень преобразования первичных структур и текстур и замены их метаморфическими структурами и текстурами.

Выделенные ступени структурно-вещественной переработки, о которых речь уже шла в Главе 2.3, в значительной мере условны, но они являются реальным отражением неравномерности вторичных преобразований и взаимосвязанности деформационного и метаморфического факторов. Характеристика структурно-вещественных преобразований, свойственных выделенным ступеням, приведена в упомянутых выше работах и главах этой книги.

## Общие закономерности проявления метаморфических процессов

Горные породы, слагающие Ганза-Чимтаргинский массив и его обрамление в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны, подверглись в разной степени вторичным вещественным преобразованиям. Выделены породы всех стадий преобразования, от умеренного катагенеза до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Наиболее характерной группой пород являются зеленые сланцы.

Метаморфические толщи сформированы по породам различного возраста и состава [Леонов, 1988; Федоров, 1982; Шванов, 1983]. Основной объем зеленых сланцев образован по вулканогенно-терригенным отложениям нижнего литостратиграфического комплекса, значительно меньшие площади слагают метаморфизованные породы верхнего комплекса.

Метаморфические породы нижнего комплекса (рифей? – нижний силур) в пределах региона занимают двоякую структурную позицию (см. рис. 3.4.2; 3.4.3; 3.4.4). В большинстве своем они расположены в основании разреза и слагают обширные поля, конформные общей структуре массива и обрамляющие его с севера, запада и востока. Мощность метаморфических толщ здесь 1,5–2 км. При движении в южном направлении ширина выходов и мощность метаморфических образований уменьшаются в результате их тектонического выклинивания. Вдоль южной периферии массива зеленосланцевые образования прослеживаются в виде узких полос, окаймляющих массив и входящих в состав нижних горизонтов разреза тектонических чешуй и покровов. Местами метаморфиты отсутствуют, что обусловлено их тектоническим выклиниванием, а также наличием в основании чешуй неметаморфизованных отложений нижнего комплекса. Аналогичную структурную позицию занимают метаморфические породы нижнего комплекса и в более верхних тектонических элементах. В этом случае они формируют узкие полосы мощностью 50–300 м, обрамляющие массив практически по всей его периферии.

Для метаморфических пород верхнего литостратиграфического комплекса площадное распространение и значительные мощности не характерны. Измененные до зеленых сланцев породы верхнего комплекса образуют узкие (10–150 м) полосы вдоль поверхностей надвигов, границ тектонических чешуй.

Большая часть метаморфических пород нижнего комплекса (рифей? – нижний силур) в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны принадлежит слюди-сто-хлористой подзоне зеленосланцевого метаморфизма [Шванов, 1983]. В то же время в пределах Ганза-Чимтаргинского массива выделены комплексы пород различных субфаций зеленосланцевой фации. По характеру минеральных ассоциаций и особенностям состава минералов выделены [Федоров, 1982] следующие разновидности.

Метаяшмо-карбонатный комплекс: кв + фен + стп, хл, апт, эп, руд; кв + кв + сер + руд + аб + дол. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Метаграувакковый комплекс: кв + хл<sub>58</sub> + фен + аб + акт<sub>22</sub> ± стп ± эп; кв + аб + хл<sub>60</sub> ± грф ± эп. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-мусковит-

хлоритовой субфации зеленых сланцев, для которой  $T = 400 + 500$  °С,  $P > 5-6$  кбар.

Филлит-метааркозовый комплекс: фен + кв + хл + грф ± стп; фен + кв + хл + грф ± стп; кв + фен + хл ± аб, стп, грф, эп; грф + кв + фен + хл ± эп; кв + аб + фен + хл<sub>54</sub> + стп ± акт ± эп; кв + аб + кшп + фен + хл<sub>54</sub> + стп ± акт ± эп; кв + аб + кшп + фен + хл<sub>52</sub> + стп, эп, ка. Породы метаморфизованы в условиях стильпномелан-пумпеллитовой субфации зеленых сланцев, для которой  $T = 300 + 500$  °С,  $P > 2 + 3$  кбар.

Метабазальтовый комплекс: (мн + пл) + акт<sub>18-37</sub> + фен + эп + хл<sub>39-41</sub> + аб + кв + вин<sub>37-47</sub> + карб + кр<sub>25</sub> + стп; (пл) + акт + фен + кв + аб + карб + хл; хл + фен + аб + кв + эп + акт<sub>32</sub> ± стп ± ка; хл<sub>45</sub> + фен + аб + кв + эп + акт + барр<sub>60</sub> ± стп ± ка. Породы метаморфизованы в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации. По амфиболам  $T = 450$  °С,  $P > 6 + 8$  кбар.

Метаандезит-дацитовый комплекс: (кшп) + фен + кв + ка ± аб, стп, руд; фен + кв + ка + аб + эп + грф + стп. Метаморфизм протекал при  $T = 300 + 350$  °С,  $P > 2 + 3$  кбар.

Таким образом, вторичные преобразования пород нижнего литостратиграфического комплекса охватывают диапазон от низко- до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой фации и от низко- до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма [Федоров, 1982].

Однако не весь объем пород нижнего комплекса захвачен метаморфическими преобразованиями. Метаморфизм заметно менее проявлен вдоль южного ограничения массива, где значительные участки отложений нижнего комплекса сохраняют свой первичный облик и строение. В пределах метаморфических полей также сохраняются участки слабоизмененных или почти неизмененных пород. Эти участки имеют обычно линзообразную форму и обтекаются со всех сторон метаморфическими сланцами.

Примером пространственной неоднородности проявления метаморфизма в региональном плане может служить мокшеватская серия кварцевых метапесчаников, принадлежащая нижнему комплексу. По данным В.Н. Шванова [1983], наименее измененный разрез мокшеватской серии расположен в южном обрамлении Ганза-Чимтаргинского массива, в долине р. Арг, где массивные кварцитовидные песчаники с прослоями аргиллитов несут в себе все признаки глубокого катагенеза. При движении в северо-восточном направлении степень вторичных преобразований возрастает; породы принадлежат еще зоне глубокого катагенеза, но количественные показатели степени вторичного изменения имеют более высокие значения. Севернее (ручь Нарват, Мокшеват) степень вторичного изменения горных пород соответствует зоне начального, а еще севернее – глубокого метагенеза. В осевой зоне Ганза-Чимтаргинского узла породы обладают всеми признаками глубокого метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма. При этом характерны обилие вторичного кварца при малом содержании альбита (что связано с существенно кварцевым первичным составом пород), а также высокая окристаллизованность слюды и существенно магнезиальный состав хлорита. Непосредственно к северу от осевой зоны метаморфизм пород мокшеватской свиты примерно такой же и отвечает зеленосланцевой фации, но в более северных разрезах метаморфизм снова уменьшается.

Эта закономерность, имеющая региональный характер, часто нарушается, что находит отражение в расположении относительно друг друга описанных выше метаморфических комплексов. Так, метаандезит-метадацитовый комплекс, метаморфизованный при  $T = 300 + 350$  °С,  $P > 2-3$  кбар, занимает одинаковое стратиграфическое и структурное положение с метабазитовым, преобразованным при предположительно значительно больших температурах и давлениях ( $T = 450$  °С,  $P > 6 + 7$  кбар). Отсутствует и регионально выраженная вертикальная зональность: метабазиты, преобразованные в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации, залегают гипсометрически выше, чем менее высокотемпературные и высокобарические породы.

Для объяснения этого явления Г.В. Федоров [1982] привлек модель аллохтонного строения Ганза-Чимтаргинского массива, в рамках которой выделена серия автохтонных и аллохтонных комплексов. Действительно, контакты между различными комплексами в большинстве случаев тектонические. Однако, как показало изучение внутренней структуры массива, крупные аллохтонные массы здесь отсутствуют [Леонов М., 1988]. Все надвиги и покровы сформированы отложениями единой структурно-формационной зоны и являются структурным выражением субгоризонтальной пластической расслоенности массива. Надвиги и покровы формируются лишь в его краевых частях, в центральной же части массива первичная последовательность напластования остается практически ненарушенной.

Изучение конкретных разрезов в долине р. Пасрут-Дарья показало, что метабазитовый комплекс, наиболее сильно метаморфизованный (глаукофан-зеленосланцевая фация), находится в нормальных соотношениях с нижележащими метатерригенными толщами, принадлежащими более низкотемпературным и низкобарическим субфациям зеленосланцевой фации метаморфизма. Более того, сланцы с глаукофаном маркируют внутриформационные зоны милонитизации, имеют очень незначительную мощность, вниз и вверх по разрезу без разрыва сплошности на очень небольшом расстоянии сменяются менее измененными породами.

Отсутствие региональной вертикальной зональности подтверждается и находением в более восточных районах полос амфиболитов, подстилающихся и перекрывающихся толщами зеленых сланцев [Минаев, 1978].

Общая неравномерность вещественных преобразований наблюдается и в кремнисто-терригенных породах верхнего литоформационного комплекса. По данным В.Н. Шванова [1983], в наиболее изученных разрезах (в Магианском районе и на перевале Пушневат) породы комплекса изменены в стадии катагенеза с характерными для этой зоны текстурными, структурными особенностями и количественными характеристиками состава слюд и хлоритов. При прослеживании отложений от долины р. Арг к перевалу Пушневат и далее на запад количественная оценка параметров степени вторичных изменений указывает на рост вторичных преобразований в северном направлении, вплоть до глубокого метагенеза с элементами зеленосланцевого метаморфизма.

Аналогичные изменения отметил В.Н. Шванов и при движении в западном и северо-западном направлениях, где пушневатские отложения обнаруживают все более высокую степень преобразований вплоть до зоны глубокого метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма.

Таким образом, в породах пушневатской свиты в направлении с юга на север устанавливается [Шванов, 1983] определенная зональность эпигенеза: катагенез сменяется зоной начального, а затем глубокого метагенеза с элементами зеленосланцевого метаморфизма. С приближением к северной границе района вторичные изменения вновь ослабевают до зоны глубокого катагенеза, т.е. наблюдается картина, сходная с картиной распределения интенсивности структурно-вещественных преобразований в породах нижнего литостратиграфического комплекса. Но если породы нижнего литостратиграфического комплекса преобразованы в фации зеленых сланцев в весьма значительной своей части (по крайней мере 60–80% общего объема), то породы верхнего комплекса захвачены метаморфизмом в гораздо меньшей степени (не более 20–30% общего объема), и метаморфизм пространственно связан с зонами тектонических нарушений (надвигами, покровами).

Таковы закономерности проявления постдиагенетических преобразований пород Ганза-Чимтаргинского массива и его обрамления в самом общем плане.

Однако неоднородность вторичных изменений (метаморфических в том числе) проявляется в различных масштабах. Уже подчеркивалось, что повышенная степень метаморфических преобразований часто связана с зонами пологих тектонических нарушений. Метаморфические сланцы нередко образуют узкие полосы, которые обрамляют Ганза-Чимтаргинский массив и приурочены к тектоническим линиям, отражающим выход на поверхность плоскостей надвигов, послонных срывов и границ тектонических чешуй. В верхнем крыле этих чешуй и срывов, как правило, располагаются породы нижнего литостратиграфического комплекса, в нижнем крыле – образования карбонатного либо (чаще) верхнего комплексов. Эта закономерность выдерживается по всей площади Ганза-Чимтаргинского массива [Леонов М., 1985, 1988]. При этом степень рассланцевания и метаморфических преобразований ослабевает при движении от плоскости надвигов вверх и вниз. В зоне надвигов степень изменения и молодых, и более древних пород примерно одинакова, и провести однозначно границу между этими толщами часто не представляется возможным.

Подобные закономерности распределения вещественных преобразований и взаимоотношений разновозрастных толщ можно наблюдать повсеместно. Ширина зоны интенсивных вещественных изменений выше и ниже поверхности тектонических нарушений может быть различна и составляет обычно первые десятки метров, реже до 100 м и более.

Рассланцевание и метаморфизм пород в лежачем крыле (это чаще всего пушневатская свита) имеют, как правило, мощность порядка десятков метров. В висячем крыле зона вторичных изменений в породах нижнего литостратиграфического комплекса может достигать нескольких сотен метров. Нередко породы пушневатской свиты изменены под надвигами только в стадии метагенеза или катагенеза, в то время как тектонически перекрывающие их нижнесилурийские и более древние породы изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма. Особенно четко такую приуроченность зеленосланцевых пород к поверхностям надвигов и покровов можно наблюдать в верхних тектонических элементах Ганза-Чимтаргинского массива.

При переходе к более низким структурным элементам мощность пород, подверженных метаморфическим преобразованиям, возрастает. По периферии Ганза-Чимтаргинского массива, там, где обнажаются наиболее низкие структурные единицы, зеленые сланцы слагают гигантские поля, и мощность метаморфических пород достигает 1,5 км и более. При этом теряется и пространственная приуроченность метаморфических пород к зонам тектонических нарушений.

Таким образом, проявление метаморфических преобразований горных пород Ганза-Чимтаргинского массива неоднородно и не контролируется регионально выраженной вертикальной зональностью. В целом толщи метаморфических пород района образуют полосу «пятнисто-зонального метаморфизма, которая постепенными переходами через зоны глубокого и начального метагенеза связана с отложениями, не затронутыми метаморфическими проявлениями. Падение метаморфизма происходит в целом от центра к северной и южной периферии Зеравшано-Гиссарской зоны и в направлении с востока на запад» [Шванов, 1983, с. 142]. Эта пятнистость, мозаичность проявляются и в пространственной приуроченности метаморфических пород к зонам тектонических нарушений.

### **Особенности структурно-метаморфических преобразований**

Для метаморфических преобразований пород Зеравшано-Гиссарской зоны характерна и еще одна особенность, подчеркивающая неравномерность вторичных вещественных изменений. Эту особенность впервые отметил В.Н. Шванов [1983]. Суть ее заключается в том, что в соседствующих пространственно условных объемах пород может наблюдаться различное процентное содержание метаморфических минералов. В пределах достаточно большого объема пород можно выделить участки, полностью сложенные парагенетическим комплексом минералов зеленосланцевой фации метаморфизма: для основных вулканитов это хлорит + кварц ± плагиоклаз ± серицит ± тальк ± карбонат ± эпидот ± актинолит; для метапесчаников – хлорит + серицит + кварц ± кислый плагиоклаз; для метакремней – хлорит + кварц ± серицит ± кислый плагиоклаз. В то же время расположенные в непосредственной близости участки породы могут содержать 60; 30; 20% метаморфических минералов, характерных для зеленосланцевой фации, а то и не содержать их вовсе. В этом случае среди типичных метаморфических сланцев остаются участки (линзы, полосы) пород, сохранивших черты своего первичного облика и минерального состава, и отнесение их к метаморфическим породам может быть поставлено под сомнение.

Анализируя это явление, В.Н. Шванов [1983] пришел к выводу, что существует коррелятивная связь между степенью структурно-текстурных и вещественных преобразований. Эта связь обнаруживается прежде всего в региональном масштабе и выражена в пространственном совпадении областей распространения метаморфических пород и областей проявления пластического течения. При описании структуры массива подчеркивалось, что наиболее интенсивно пластическая деформация проявлена в породах нижнего литостратиграфического комплекса, и именно породы этого комп-

лекса в наибольшей степени подверглись и вещественным преобразованиям. Породы верхнего комплекса захвачены метаморфизмом только в зонах тектонических нарушений, и, как уже отмечалось, именно в этих зонах максимально проявляется и пластическая деформация. Равным образом изменение вещественных преобразований в латеральном направлении хорошо коррелируется с изменением степени пластического течения горных пород. В краевых зонах массива, там, где структуры субгоризонтального пластического течения сменяются на систему складок с крутыми осевыми плоскостями без значительного течения, затухает и вещественная переработка горных пород. Во всяком случае, все метаморфические породы пластически деформированы.

Тесная коррелятивная связь между текстурно-структурными и вещественными преобразованиями горных пород наблюдается и на микроуровне. При изучении на микроуровне [Кожухарова, Леонов, 1988; Леонов, Кожухарова, 1990; Leonov M., Kozhukharova, 1992] в описываемом регионе устанавливаются три типа структурно-вещественных преобразований горных масс: хрупкая деформация, пластическая деформация, кристаллизация. Их суммарный эффект проявляется в виде пластического течения горных пород.

**Х р у п к а я д е ф о р м а ц и я.** Хрупкая деформация минералов выражена в механической дезинтеграции зерен (наиболее легко разрушаются хрупкие плагиоклазы), в появлении плоскопараллельных и косонаправленных микроразрывов. По микроразрывам фиксируется проскальзывание одних частей зерен относительно других, проскальзывание микрообъемов вещества относительно друг друга. При этом могут формироваться гофры и микроскладки, компенсирующие это проскальзывание, разрывы и ступенчатое смещение кварцевых и карбонатных прожилков. Происходит разъединение частей единых первично минеральных зерен, образуются ротационные структуры, фиксируется дезинтеграция протокластов и пр.

**П л а с т и ч е с к а я д е ф о р м а ц и я.** Этот тип деформации на микроуровне фиксируется по изменению формы минеральных зерен (удлинение, расплющивание) без видимого в обычном петрографическом микроскопе нарушения их целостности. Отмечается изгибание кристаллов (в особенности слюд). Проявляется трансляционное скольжение одних деформационных доменов относительно других. В этом отношении наиболее характерны кварц и слюды. В кварце образуются пластинки деформации – узкие субпараллельные плоскостные или линзовидные образования, вытянутые по преимуществу субпараллельно плоскости базального пинакоида [001], оптически проявляющиеся как области волнистого погасания. Образуются полосы излома, ленточные структуры. Сущность этого явления состоит во внутрикристаллическом трансляционном скольжении субпараллельно плоскости [001] под влиянием неравномерного напряженного состояния, в результате которого кристаллы кварца расплющиваются, удлиняются в направлении общего пластического течения, приобретают линзовидную форму. Аналогично деформированы и слюды, в которых скольжение осуществляется в базальной плоскости [001]. При этом образуются деформационные полосы различных размеров и формы.

**С и н к и н е м а т и ч е с к а я м е т а м о р ф и ч е с к а я к р и с т а л л и з а ц и я.** Этот тип преобразования осуществляется несколькими способами.

1. Регенерация или частичная периферийная перекристаллизация приводит к образованию вокруг ядра протокристалла новообразованной каймы того же минерала. Чаще всего нарастание происходит асимметрично, что свидетельствует о неравномерном распределении давления: более интенсивное нарастание идет в направлении областей относительно пониженного давления.

2. Грануляция, или полная перекристаллизация, минералов сопровождается образованием мелкозернистого агрегата менее напряженных кристаллов за счет более крупного и более напряженного кристалла. При этом образуются, что наиболее характерно, кварцевые агрегаты без волнистого погасания. Такой тип перекристаллизации происходит без существенной латеральной миграции компонентов.

3. Образование и рост новых минеральных (кристаллических) фаз. Этот процесс начинается с процессов нуклеации, т.е. появления новообразованных зародышей кристаллов, но рост продолжается только в случае приобретения кристаллом благоприятной ориентировки относительно существующего поля напряжений. Эти новые минералы фиксируют последнюю наиболее позднюю сланцеватость и определяют фацию метаморфизма на этом этапе. Все новообразованные минералы имеют удлиненную форму, ориентированное положение, но обычно не несут следов деформации и напряженного состояния, что свидетельствует о релаксации напряжений в местах формирования новых минеральных фаз.

Процесс формирования новых минералов идет двумя путями.

– Путем кристаллизации фаз слабоустойчивых при повышенных давлениях. Слабо (средне) устойчивые к давлению минералы кристаллизуются в тех участках, где можно предполагать относительно пониженные значения давления, а именно в «тени давления». Здесь образуются зоны, где возникают агрегаты вновь выкристаллизовавшихся минералов: кварца, слюд, полевых шпатов, эпидота. Агрегаты этих минералов имеют характерную хвостобразную треугольную форму. Острые окончания зачастую слегка изогнуты, что свидетельствует об относительном проскальзывании отдельных доменов во время роста агрегатов. Если в тени давления кристаллизуется тот же минерал, который образует и крупный протокласт, например кварц, кристаллизующийся в тени давления крупного зерна кварца, то в конечном счете формируется единый мономинеральный агрегат линзообразной формы. Зачастую единый кристалл в результате деформации оказывался будинирован, разорван. В этом случае перешеек между двумя разошедшимися полукристаллами заполняется агрегатом мелкокристаллического кварца. Кристаллизация подобного типа может осуществляться в межслойных пространствах, и тогда образуются сегрегированные агрегаты, имеющие форму сильно удлиненных линз или лентообразных полос. Именно таким образом осуществляется метаморфическая дифференциация вещества, которая является одним из наиболее выразительных результатов действия динамического фактора при структурно-вещественном преобразовании горных пород.

– Путем кристаллизации фаз, устойчивых при повышенном давлении, установленных в зонах наиболее интенсивной деформации, хрупкого разрушения и милонитизации, где такие минералы, как кварц, полевые шпаты и

слюды, претерпевают только хрупкую деструктивную деформацию. Одним из подобных минералов является рутил, который кристаллизуется в зонах полной милонитизации и филонитизации в виде очень мелких, длиной 0,15 и шириной 0,001–0,005 мм, призмочек игольчатого габитуса, двойников и сферических агрегатов. Рутиловые агрегаты маркируют зоны милонитизации. В аналогичных зонах происходит и образование глаукофана среди метаморфизованных в зеленосланцевой фации вулканических туфов описанного выше metabазальтового комплекса.

Нужно подчеркнуть, что формы структурно-вещественных преобразований в условиях пластического течения горных пород чрезвычайно разнообразны и определяются наличием хрупких деформаций (деструктивный процесс), кристаллизацией и перекристаллизацией минеральных фаз (конструктивный процесс), а также собственно пластической деформацией (деструктивно-конструктивный процесс). Соотношение этих форм структурно-вещественной переработки горных масс, связанной с их пластическим течением, в пространстве и во времени меняется, что проявляется в резкой неравномерности структурно-метаморфических преобразований. При этом важно отметить, что меняется не только роль того или иного механизма преобразования, но и процентное соотношение между реликтовыми (неизменными) и вновь сформировавшимися метаморфическими минералами.

Существует мнение [Лукиянов, 1986], что степени вещественной и структурной переработки пород необходимо изучать отдельно, а затем проводить их корреляцию. В идеале это правильно, так как действительно в природе существуют случаи полной структурной переработки пород без сколько-нибудь значительного преобразования минерального состава, и, наоборот, полное вещественное перерождение породы практически без изменения ее структуры и текстуры. В первом варианте это соответствует катакластическому (стрессовому) метаморфизму, во втором, напротив, стрессовая составляющая равна нулю [Лукиянов, 1986]. Но опыт показал [Шванов, 1983] (это находит подтверждение и в наших исследованиях), что во всех промежуточных случаях, когда вторичные преобразования развиваются в условиях неравномерного литостатического давления (а именно этот случай мы и разбираем), степень минеральных преобразований коррелятивно связана со степенью преобразований текстурно-структурных, которые являются количественным и пространственным отображением минеральных превращений, и разделить эти стороны единого процесса практически невозможно. Поэтому мы вслед за В.Н. Швановым выделяем (с определенными изменениями и дополнениями) три степени структурно-вещественных преобразований.

1-я степень (зона глубокого катагенеза, по В.Н. Шванову). Породы сохраняют признаки первичного состава и строения (слоистость, стратификацию, первичные структурные и текстурные особенности). Под микроскопом наблюдаются пелитовые (в глинистых породах) и обломочные (в зернистых породах) структуры с элементами регенерационных инкорпорационных и микростилолитовых образований. Прослой компетентных пород будинированы (часто без разрыва сплошности), в тонкозернистых породах проявляются послойный кливаж, элементы сланцеватости. Ориентировка зерен выражена слабо, метаморфические минералы проявляются вдоль плоскостей

делимости, в тонкозернистой или пелитовой основной массе, частично ее замещающая. Минеральные превращения охватывают отдельно цемент и зерна (в незначительной степени), которые отчетливо обособляются от цемента независимо от состава. Вторичные минералы занимают не более 30% условного объема.

2-я степень (зона начального и глубокого метабазита, по В.Н. Шванову). Толщина микролитонов уменьшается до 0,1–1 мм, число плоскостей делимости на условную единицу длины увеличивается. Текстуры массивные и сланцеватые, с неправильной зачаточной кристаллизационной сланцеватостью (слоеватостью). Степень рассланцевания и кристаллизационной сланцеватости сильно варьирует. Границы плоскостей делимости становятся волнистыми, появляются гофрировка, микроскладчатость. Границы пелитовых и зернистых слоев видны не всегда. Поверхности сланцеватости становятся шелковистыми. В кремнях и вулканитах проявляется линзовидное строение, обусловленное наличием неизмененных участков породы, плавающих в рассланцованной основной массе. В пелитовых породах преобладают тонкочешуйчатые лепидобластовые структуры, но сохраняются элементы пелитовой структуры. В зернистых породах новообразования захватывают цемент и обломочные зерна. Обломки вулканогенных и большинства осадочных пород становятся неотличимыми от цемента; частично сохраняются обломки кварца и альбита, но и они несут следы ориентированной перекристаллизации и коррозии. Мелкозернистая основная масса полностью или почти полностью перекристаллизована, реликтовые минералы и крупные зерна более 0,2–0,3 мм также затронуты деформацией (раздроблены, удлинены, изогнуты, сдвойникованы) и вторичными метаморфическими преобразованиями по периферии кристаллов и трещинкам. Метаморфические минералы занимают от 30 до 60–90% условного объема. Появляется большее число послойных выделений кварца (в терригенных и кремнистых породах) и карбоната (в основных вулканитах и их туфах). Порода имеет ярко выраженный метаморфический облик, но сохраняются реликтовые признаки материнской породы.

3-я степень (зеленосланцевый метаморфизм в собственном смысле, по В.Н. Шванову). Полное господство новообразованных минералов соответствующего парагенезиса. Реликтовые протокласты составляют не более 5–10% условного объема, но и они сильно деформированы, находятся в процессе замещения. Порода представляет собой типичные зеленые сланцы. В поле и под микроскопом первично-обломочные породы неотличимы от первично-глинистых и кремнистых. Структура гранобластовая, гранолепидобластовая или фибробластовая. Текстуры кристаллизационно-слоистые, развита плейчатость. Частота плоскостей делимости очень высокая, толщина микролитонов 0,01–0,1 мм. Развита мелкая гофрировка. В массовом количестве появляются жильные выделения кварца и карбоната. Развита флазерная, микробудинажная, ротационная структуры.

Выделенные три степени вещественно-структурной переработки в значительной мере условны, но они – реальное отражение интенсивности вторичного структурно-метаморфического перерождения горных пород. С каждой более высокой степенью становится более выраженной сланцеватость и кристаллизационная полосчатость, обусловленная метаморфиче-

ской дифференциацией вещества, увеличивается относительный объем новообразованных минералов. Степени структурных, текстурных и вещественных преобразований хорошо коррелируют друг с другом, и все эти признаки находятся в парагенетической связи, которая свидетельствует о совокупном процессе вещественно-структурного преобразования горных пород.

Картирование зон, принадлежащих различным степеням вещественно-деформационных преобразований, показало, что распределение вторичных изменений неравномерно по разрезу и площади. Зоны интенсивного преобразования перемежаются с зонами менее интенсивных деформаций и вещественных изменений и с зонами, где вторичные изменения минимальны для данного района.

Мощность зон наиболее интенсивных структурно-вещественных преобразований варьирует от места к месту от 40–50 до нескольких сотен метров и более. Границы между зонами различной интенсивности вторичных преобразований бывают очень резкими и четкими: переход от преобразований одной степени к другой может осуществляться на расстоянии нескольких десятков сантиметров. Но встречаются и достаточно плавные переходы, когда степень вторичных преобразований нарастает на расстоянии нескольких или десятков метров. Иногда на границе зон или внутри зоны максимальных изменений отмечаются области милонитизации незначительной (от первых сантиметров до нескольких десятков метров) мощности. Внутри более или менее мощных зон можно наблюдать и более дробное «расслоение», при котором внутри зоны низких степеней преобразования прослеживаются зоны зеленых сланцев мощностью в десятки сантиметров или несколько метров, а внутри зон зеленых сланцев находятся линзы и тонкие горизонты менее измененных пород.

По латерали отдельные зоны прослеживаются на многие километры и десятки километров, но в то же время по простиранию зоны максимальных вещественно-структурных преобразований ветвятся, сливаются друг с другом, снова расходятся, образуя сложный петельчатый рисунок, который отражает неравномерность проявления структурно-вещественных преобразований в трехмерном пространстве. Такая закономерность характерна и для всей площади развития пород нижнего литостратиграфического комплекса.

Степень вторичных вещественно-структурных преобразований зависит от разных причин и в значительной мере от первичного гранулометрического и вещественного состава пород. В одинаковых условиях более тонкие разности терригенных пород (тонкозернистые песчаники, алевролиты) претерпевают более интенсивные преобразования, чем грубозернистые разности. Большое процентное содержание глинистого материала способствует более интенсивному преобразованию, вещественному и структурному. Наблюдения над вторичными вещественно-структурными преобразованиями пород, которые находятся в заведомо сходных геодинамических условиях, показали, что существует следующий ряд «податливости» пород вторичным преобразованиям (от наиболее к наименее податливым): эффузивы основного состава → кремнистые породы с глинистой примесью → аргиллиты → алевролиты и тонко- и мелкозернистые песчаники → крупнозерни-

тые песчаники → гравелиты → конгломераты. Но эта закономерность соблюдается далеко не всегда. В ряде разрезов ряды податливости иные, и наиболее легко подвержены вторичным структурно-вещественным преобразованиям оказываются, например, конгломераты, на что в свое время обратил внимание французский исследователь Ж. Гогель [Goguel, 1948].

Нужно отметить, что смена в пространстве ступеней вторичных преобразований часто происходит на границах изменения гранулометрического и вещественного состава пород, но в то же время резкая смена структурно-вещественных преобразований наблюдается и внутри толщ единого состава и строения.

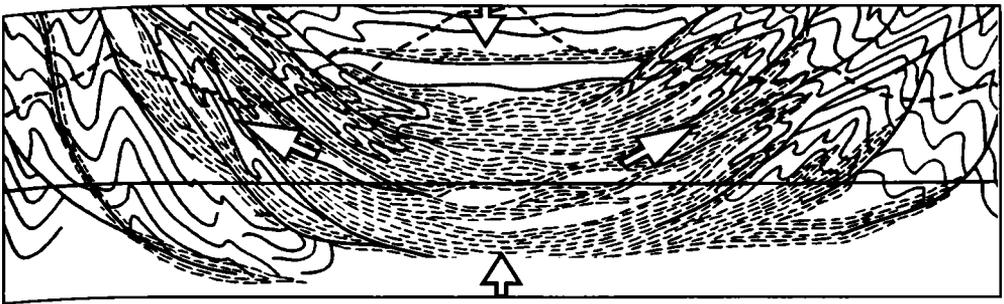
Таким образом, неоднородность проявления вторичных преобразований связана не только с исходным составом и структурой породы, но и с иными причинами, и прежде всего, вероятно, с неравномерным распределением в пространстве параметров, ответственных за структурно-вещественные преобразования. К ним относятся температура, литостатическое давление и стресс (одностороннее давление). О неравномерном распределении этих параметров (либо одного из них) свидетельствует дискретность возникновения парагенезисов метаморфических минералов. О наличии неравномерного литостатического давления говорят признаки пластических деформаций, которые проявляются в разном масштабе и в различном выражении: макро- и микробудинаж, формирование гофр и мелких складочек, образование кристаллизационной сланцеватости, удлинение (растекание) галек и обломков в грубообломочных разностях пород, наличие бластеза, флазерных и ротационных структур и пр.

Зоны пластического течения приурочены к тектоническим нарушениям либо расположены внутри однородных полей вулканогенно-терригенного и карбонатного разрезов. С зонами интенсивного пластического течения связаны и наиболее интенсивные вещественные преобразования. В принципиальном плане наличие парагенетической связи структурно-текстурных и вещественных преобразований свидетельствует о том, что эти процессы протекали в условиях сложного мозаичного распределения частных полей напряжения, изменяющихся от объема к объему (от первых кубических миллиметров до многих сотен кубических километров).

В то же время комплекс структурных признаков (субпараллельность сланцеватости и других ориентированных структур и текстур поверхностям первичного напластования, развитие кристаллизационной сланцеватости субпараллельно первичной слоистости и стратификации толщ, развитие будинажа в той же плоскости и пр.) указывает на формирование метаморфических толщ Ганза-Чимтаргинского массива в условиях субвертикального общего сжатия и субгоризонтального пластического течения горных масс (рис. 2.3.2; см. рис. 1.5.20).

Вертикальное сжатие и горизонтальное растяжение (растекание) фиксируются за мерами величин деформации и ориентировок различных структурных элементов.

Подчеркивается наличие вертикального стресса и общим рисунком зон вторичных структурно-вещественных преобразований, которые также расположены параллельно плоскостям первичного напластования толщ и конформно вписываются в общую пологую синформную структуру массива.



**Рис. 2.3.2.** Положение метаморфических сланцев ягнобской серии (пунктир) в структуре Фанских гор

Показана приуроченность метаморфических пород к зонам субгоризонтального расщепления и удлинения

**Fig. 2.3.2.** Position of metamorphic schists of the Yagnob Group (dashed line) in the structure of the Fansk Mountains illustrating the rocks confinement to subhorizontal zones of metamorphic foliation and lineation

Совпадение зон вторичных вещественных преобразований с зонами интенсивных текстурно-структурных изменений (причем самого разного масштаба), которые свидетельствуют о наличии интенсивного пластического течения, указывает на парагенетическую (а возможно, и генетическую) связь между явлениями метаморфизма (вещественного изменения горных пород) с процессом пластического течения. Во всяком случае, в данном районе со всей определенностью устанавливается эмпирическая закономерность: нет пластического течения – нет и вещественных преобразований.

Таким образом, интенсивность вторичных структурно-вещественных преобразований контролируется тремя факторами: структурным, литопетрографическим и кинематическим, причем если первые два фактора могут влиять на проявление структурно-метаморфических процессов, а могут и не оказать на них никакого влияния, то наличие пластических деформаций – обязательное условие проявления интенсивных вещественных преобразований горных пород данного района.

Картирование выделенных ступеней и анализ ранее опубликованных данных [Леонов М., 1985, 1988; Федоров, 1982; Шванов, 1983; Leonov M., Kozhukharova, 1992] позволили выявить следующие закономерности проявления структурно-метаморфических процессов. Степень вторичных вещественных преобразований варьирует в широких пределах. Выделенные типоморфные метаморфические парагенезисы [Федоров, 1982] свидетельствуют о том, что степень вторичных изменений меняется от места к месту от начального катагенеза до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации. Неравномерность вещественных преобразований имеет и количественное выражение: в условном объеме может быть различное (0–100%) содержание минералов метаморфического генезиса. Распределение в пространстве пород различных фаций (субфаций) метаморфизма и зон с различным процентным соотношением первичных и метаморфических минералов не подчинено какой-либо латеральной или вертикаль-

ной метаморфической зональности. Установлена прямая коррелятивная связь между интенсивностью вещественных изменений и интенсивностью пластической деформации. При этом зоны интенсивного структурно-вещественного преобразования перемежаются с зонами менее интенсивных преобразований. Первые образуют полосы мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров, вытянутые в соответствии с общим структурным планом в субширотном направлении. Зоны менее измененных пород также имеют различную ширину и протяженность. Переходы между зонами бывают резкими, четкими и осуществляются на расстоянии нескольких десятков сантиметров, но могут быть постепенными с прогрессивным нарастанием степени переработки на расстоянии в несколько десятков метров.

По латерали отдельные зоны повышенной и минимальной степени метаморфической переработки прослеживаются на многие километры. Зоны максимальных преобразований ветвятся, расходятся, снова сливаются одна с другой, образуя сложный незакономерный ленточно-петельчатый рисунок, отражающий неравномерность структурно-вещественных преобразований. Сливаясь, зоны максимального перерождения ограничивают в пространстве участки менее измененных пород, которые имеют в целом форму вытянутых линз, удлинённых в плоскости сланцеватости и первичного напластования горных пород. Неравномерность метаморфизма контролируется [Леонов М., 1985, 1988] исходной литологической неоднородностью пород и неоднородным распределением пластической деформации. С определенного уровня интенсивности процесса (граница 2-й и 3-й ступеней) литологический фактор практически не имеет значения. Выделяется по крайней мере два длительных этапа метаморфизма. Первый – палеозойский: очевиден литологический контроль, установлена неоднородность проявления пластической деформации. Второй – позднепалеозойский или, вероятнее, альпийский. На этом этапе структурный контроль еще более очевиден. Аналогичные закономерности выявлены и в зеленосланцевых толщах Восточного Алая в пределах Сугутского метаморфического массива [Коньгин, Леонов М., 1987; Соловьев, 1986, 1990] (см. Главу 3.4).

### **НУРАТАУ-КУРГАНАКСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА КОНЦЕНТРИРОВАННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ**

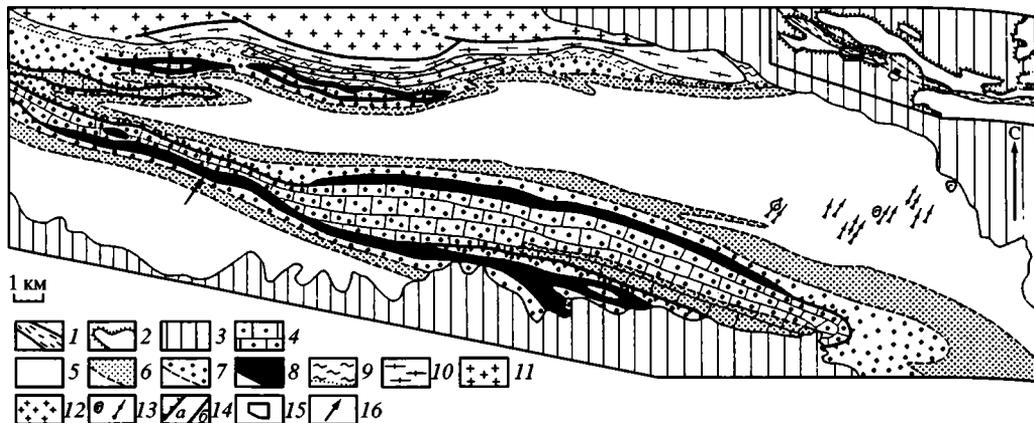
Нуратау-Курганакская тектоническая зона (см. рис. 2.3.1) протягивается в субширотном направлении от района гор Южные Нуратау на западе до Восточно-Алайского хребта на востоке. Протяженность зоны более 400 км, средняя ширина 12–15 км. Зона представляет собой линейную структуру, резко обособленную в палеотектоническом и современном структурном плане региона. Нуратау-Курганакская зона с лудловского времени до середины карбона была приподнятым над общим уровнем морского дна участком типа карбонатной платформы [Коньгин и др., 1988]. В среднем карбоне в условиях поперечного сжатия в теле платформы и ее краевых частях формировались надвиги, тектонические чешуи и покровы [Колодяжный и др., 1991; Коньгин и др., 1988]. Второй этап деформаций наступил после того, как в пределах зоны была исчерпана возможность сокращения простран-

ства в результате образования складчато-надвиговой структуры. Складки превратились в изоклинальные с осевыми плоскостями, близкими к вертикальным, плоскости сместителей надвигов также приняли субвертикальное положение. С этого момента преобладают сдвиговые перемещения и продольное хрупко-пластическое течение горных масс. В период новейшей активизации хрупко-пластическое течение возобновляется, и зона снова обособляется в морфологическом и структурном плане. Область тектонического течения наследует древний план, но совпадает с ним не полностью: отдельные участки древней структуры оказываются вне области пластического течения, а отложения соседних структурно-формационных зон местами вовлечены в зону хрупко-пластического продольного сдвигового течения.

Ю ж н о - Н у р а т и н с к и й ( з а п а д н ы й ) с е г м е н т. В западной части Нуратау-Кураганакская зона приурочена к хребту Южный Нуратау. Зона отличается от соседних структурно-формационных концентрированным характером деформаций и интенсивностью вещественных преобразований. Ее описание будет базироваться в основном на публикациях С.Ю. Колодяжного с соавторами [Колодяжный и др., 1991; Леонов М. и др., 1995].

Современная структура Нуратинского сегмента определяется субвертикально ориентированными зонами продольного (в соответствии с генеральным простираем тянь-шаньских структур) тектонического течения, которое фиксируется комплексом соответствующих структур и наложено на более раннюю покровно-надвиговую структуру. Зоны тектонического течения при ширине 1 – 20 км прослеживаются на многие десятки километров. Они ветвятся и переплетаются в плане, облекают линзовидные относительно слабо деформированные блоки, формируя сложный петельчато-линзовидный структурный рисунок. В пределах этих зон на поверхность выжаты в виде будинированных ядер антиформных складок отложения параавтохтонного комплекса, представленные карбонатной ( $S_2^2 - C_2$ ) и терригенно-флишевой олистостромовой ( $C_{2m}$ ) формациями, а также интенсивно тектонизированными и метаморфизованными терригенными образованиями ( $C_m-S$ ), которые слагают нижние структурные уровни аллохтонного комплекса. Рассмотрим структурно-вещественные преобразования раннего этапа, связанные со становлением тектонических покровов.

Метаморфические комплексы первой стадии составляют основной вещественный фон зон тектонического течения в пределах параавтохтона и аллохтона (рис. 2.3.3). Выделены следующие зоны (субфации) метаморфизма: мусковит-хлоритовая, биотит-хлоритовая, гранат-хлоритовая, ставролит-хлоритовая. Изограды критических минеральных парагенезисов концентрически облекают ядра антиформных складок, сложенных образованиями параавтохтонного комплекса. В нижней части аллохтона степень метаморфических преобразований возрастает по мере приближения к плоскости шарьирования. Ниже поверхности сместителя в параавтохтоне метаморфизм ослабевает с появлением элементов обратной метаморфической зональности. Такое же распределение имеет и интенсивность пластических деформаций. Ширина зон метаморфизма 20–300 м и соответствует ширине полос с различной интенсивностью пластических деформаций. Выделенные в нижней части аллохтона зоны метаморфизма в действительности представляют собой



**Рис. 2.3.3.** Схема распределения пород различных фаций метаморфизма в центральном сегменте хребта Южный Нуратау [Колодяжный, 1993]

1, 2 – на карте-врезке: 1 – Нуратау-Курганакская шовная зона, 2 – область выходов домезозойских пород; 3 – мезозойские и кайнозойские отложения; 4 – мраморы ( $S_2-C_2$ ) и терригенные отложения ( $C_{2m}$ ) параавтохтонного комплекса; 5 – карбонатно-терригенные ( $\epsilon-O_1$ ) и терригенные ( $O-S_1$ ) отложения аллохтонного комплекса; 6–8 – зоны (субфации) метаморфизма первого этапа: 6 – мусковит-хлоритовая, 7 – биотит-хлоритовая, 8 – гранат-хлоритовая и ставролит-хлоритовая; 9 – область проявления метаморфизма второго этапа; 10 – гнейсо-граниты ( $C_3$ ); 11 – граниты ( $C_3$ ); 12 – двуслюдяные граниты ( $C_3-P_1$ ); 13 – дайки и трубки взрыва субщелочных базальтоидов ( $T_{1-2}$ ); 14 – разрывные нарушения надвигового (а) и взбросо-сдвигового (б) типа; 15 – местоположение участков детальных исследований; 16 – местоположение разреза на рис. 2.3.4

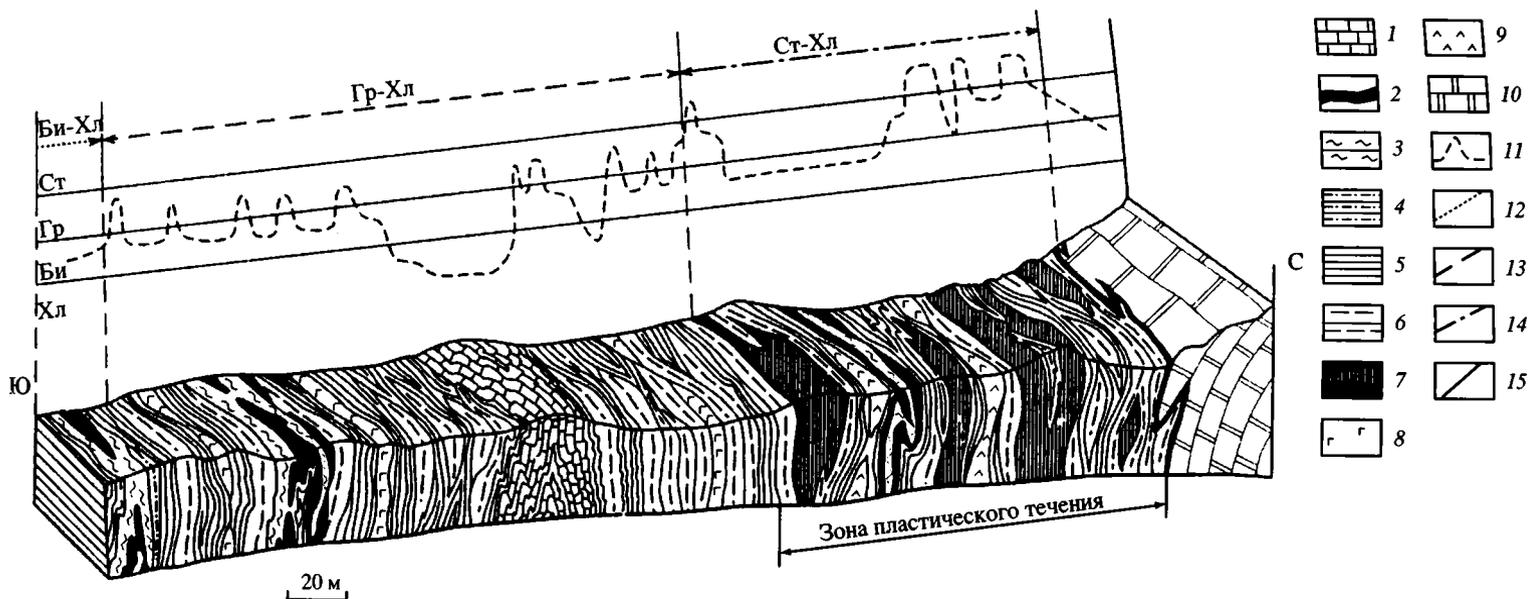
**Fig. 2.3.3.** Scheme illustrating distribution of different metamorphic facies in central segment of the Southern Nuratau Ridge

(1) Nuratau-Kurganak suture zone and (2) area of exposed pre-Mesozoic rocks are shown in the inset map; (3) Mesozoic and Cenozoic deposits; (4) marbles ( $S_2-C_2$ ) and terrigenous deposits ( $C_{2m}$ ) of para-autochthonous complex; (5) carbonate-terrigenous ( $\epsilon-O_1$ ) and terrigenous ( $O-S_1$ ) deposits of allochthonous complex; (6) muscovite-chlorite, (7) biotite-chlorite, (8) garnet-chlorite and staurolite-chlorite zones (subfacies) of the first metamorphic stage; (9) development area of the second metamorphic stage; (10) gneissic granites ( $C_3$ ); (11) granites ( $C_3$ ); (12) biotite-muscovite granites ( $C_3-P_1$ ); (13) dykes and volcanic pipes of subalkaline basalts ( $T_{1-2}$ ); (14) thrust (a) and reverse strike-slip (b) faults; (15) areas studied in detail; (16) line of cross section shown in Fig. 2.3.4

петельчато-линзовидное чередование «струй-полос», сложенных породами разной степени кристалличности и разного фациального уровня метаморфизма.

В строении каждой из зон метаморфических пород участвуют разновозрастные пачки аллохтонного комплекса, метаморфизованные в различной степени (рис. 2.3.4). Это доказывается наличием маркирующего горизонта кварцитов и графит-кварцевых сланцев. Связь степени метаморфизма с первичным составом пород прослеживается, но она имеет второстепенное значение, так как слои одного и того же первичного состава по простиранию нередко меняют петроструктурный облик. Переходы между породами различных фаций метаморфизма постепенные вдоль и вкрест простирания толщ, что не позволяет интерпретировать мозаичный характер проявления метаморфизма как следствие тектонического меланжирования полифациального комплекса.

Переход от ступени метагенеза к мусковит-хлоритовой субфации осуществляется через постепенное исчезновение осадочных структур и текстур,



**Рис. 2.3.4.** Геолого-петрографический разрез нижней части аллохтонного комплекса в бассейне руч. Лянгарсай [Колодяжный, 1993]

1–9 – образования аллохтонного комплекса ( $\mathcal{E}$ – $S_1$ ): 1 – метакarbonатные и метатерригенные отложения ( $\mathcal{E}$ – $O_1$ ), 2 – горизонт кремнекварцитов, 3 – горизонт графит-кварцевых граптолитовых сланцев, 4 – кварц-хлорит-серцитовые сланцы, 5 – биотитсодержащие филлиты, 6 – гранатсодержащие слюдяные сланцы, 7 – ставролит-гранатовые слюдяные и кристаллические сланцы, 8 – метаморфизованные породы основного филлита, 9 – амфиболиты; 10 – мраморы параавтохтонного комплекса ( $S_2$ – $C_2$ ); 11 – диаграмма степени метаморфических преобразований; 12–14 – зоны метаморфизма: 12 – биотит-хлоритовая, 13 – гранат-хлоритовая, 14 – ставролит-хлоритовая; 15 – тектонический контакт аллохтона и параавтохтона

**Fig. 2.3.4.** Geologic cross section of the allochthonous complex, the Lyngarsai Creek area

(1–9) rocks of the allochthonous complex ( $\mathcal{E}$ – $S_1$ ): (1) metacarbonate and metaterrigenous rocks ( $\mathcal{E}$ – $O_1$ ), (2) chert-quartzite horizon, (3) horizon of graphite-quartz graptolitic slates, (4) quartz-chlorite-sericite schists, (5) biotite-bearing phyllites, (6) garnet-mica schists, (7) staurolite-garnet-mica crystalline schists, (8) metabasites, (9) amphibolites; (10) marbles of paraautochthonous complex ( $S_2$ – $C_2$ ); (11) diagram of metamorphic facies; (12) biotite-chlorite, (13) garnet-chlorite and (14) staurolite-chlorite metamorphic zones; (15) tectonic contact between allochthon and paraautochthon

перекристаллизацию пелитовых и псаммитовых пород с появлением метаморфогенной ассоциации хлорит-серицит-кварц-альбит. В наименее дислоцированных отложениях наблюдаются субслоистые микросдвиговые дислокации  $S_1$ , вдоль которых происходит межзерновое скольжение. Расстояние между зонками  $S_1$  от 1 (в пелитах) до 3–4 мм (в псаммитах). На стадии метатектогенеза в глинистых сланцах и пелитах преобладают гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые минералы без четкой пространственной ориентировки. Новообразованный регенерационный кварц развивается в стороны свободных пространств между зернами.

При нарастании деформации микросдвиги  $S_1$  становятся более совершенными, толщина микролитов уменьшается при расширении зонк  $S_1$ . Обломочные зерна испытывают внутрикристаллическое трансляционное скольжение с обособлением деформационных доменов. Полевые шпаты и обломки вулканогенных пород уплощаются в плоскости  $S_1$  и разлагаются, а зерна кварца образуют гранобластические агрегаты, вытянутые в направлении тектонического течения. Развивается метаморфическая дифференциация: вдоль плоскостей скольжения концентрируются серицит, графит, хлорит с одновременным растворением и переотложением в областях геодинамических убежищ кварца, кальцита и альбита, которые кристаллизуются в междвиговых микролитонах, замочках микроскладок, а также образуют тени давления, вытянутые в плоскости  $S_1$ . Появляется минерализационная сланцеватость. Она выражена неравномерно, образуя струйчатые зонки, выполненные минералами мусковит-хлоритовой субфации, которые оплетают линзовидные реликтовые микрообъемы пород, испытавшие слабые вторичные преобразования.

Развитие деформации находит выражение в увеличении уплощенности и раздавленности обломочных зерен (что сопровождается их перекристаллизацией), разрастании хвостобразных теней давления, увеличении степени ориентированности минеральных зерен и их агрегатов в плоскости  $S_1$ , увеличении степени напряженности микроскладок, развитии будинач-структур и т.д. Эти процессы сопровождаются нарастанием интенсивности вещественных преобразований: увеличивается количество новообразованных метаморфогенных минералов, на смену осадочным структурам и текстурам приходят лепидобластовые, гранобластовые структуры и сланцеватая текстура. Отмечается синкристаллизационное вращение, развивается минерализационная линейность. Наиболее яркая черта мусковит-хлоритовой зоны – неравномерность структурных и вещественных преобразований, их парагенетическая зависимость и непостоянство процентного соотношения первичных седиментогенных и вторичных метаморфогенных минералов. Нарастание степени метаморфизма приводит к выравниванию состава горных пород в сторону преобладания метаморфических минералов.

Переход к биотит-хлоритовой зоне фиксируется появлением стильпно-мелана, коричнево-зеленого биотита в парагенезисе с мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом. Биотит появляется вначале вдоль зонк сдвигового скольжения, затем в виде оторочек вокруг линзовидно-пятнистых кварц-серицит-хлоритовых стяжений. При нарастании степени метаморфизма биотит постепенно захватывает всю основную массу породы. Линзы-пятна кварц-серицит-хлорит-биотитового состава разрастаются и сливаются в

слойки. Одновременно развивается процесс сегрегации с обособлением кварца и альбита в линзовидные прослои. Появляется метаморфическая полосчатость, которая наследует раннюю сланцеватость  $S_1$ .

Интенсивность пластических деформаций в зоне биотита-хлорита возрастает. Микроскладки приобретают морфологию структур течения с интенсивным нагнетанием материала в замковую часть. Усиливаются будинаж, перекристаллизация, двойникование и вращение минеральных зерен, растворение и переотложение вещества. В будинах карбонатного состава при нарастании деформации размер зерен кальцита увеличивается, появляются гранобластовые структуры с зубчатым, а затем полигональным сочленением минеральных зерен. В торцовых частях будин появляется новообразованный волокнистый кальцит, образующий хвостообразные дворики давления, ориентированные в плоскости сланцеватости. Стрессовые микроstructures достигают высокой степени совершенства: новообразованные минералы и линейность ориентированы в плоскости  $S_1$ , развиты сланцеватость и полосчатость, длина бородок в тенях давления значительно превышает размер первичных включений. В конечном итоге структурно-вещественные преобразования приводят к исчезновению седиментогенных структур и появлению преобладающей ассоциации минералов зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы представляют собой метаморфические микросланцы, филлиты, микрокварциты и тонкокристаллические актинолит-хлоритовые сланцы.

Граница гранат-хлоритовой зоны определяется появлением мелких порфиробластических и пойкилобластических выделений альмандина либо андалузита (кианита) в высокоглиноземистых разностях пород. Зарождение кристаллов граната происходит за счет собирательной перекристаллизации скоплений биотит-хлорит-кварцевого состава. Перекристаллизация часто не доходит до конца, и выделения граната проявляются в виде скелетных форм либо содержат многочисленные пойкилобластические включения биотита, хлорита и кварца. Минералы основной массы представлены коричневым биотитом, мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом. Перекристаллизация в основной массе неравномерна, часто обособляются объемы с крупнокристаллической структурой, оплетенные микрозонками тонкокристаллических минеральных выделений. Отмечается сложное линзовидно-петельчатое чередование порфиробластических слюдяных и микрокристаллических сланцев, филлитов, актинолит-хлоритовых сланцев и амфиболитов с крупнокристаллической нематобластовой структурой. В связи с увеличением степени кристаллической неоднородности ламинарное течение сменяется ламинарно-турбулентным. Исчезают микросдвиговые зонки. Деформация реализуется за счет направленной кристаллизации минералов, перекристаллизации, растворения и переотложения вещества, развития стрессовых микроstructures, формирования складочек течения, будинирования и пр.

Переход к породам ставролит-хлоритовой зоны фиксируется появлением порфиробластов и пойкилобластов ставролита. Характерен парагенезис ставролит-альмандин-бурый биотит-хлорит-кварц-олигоклаз. По степени кристалличности породы являются слюдяными и кристаллическими сланцами с порфиробластовыми, лепидобластовыми либо лепидогранобластовыми

структурами. Интенсивна метаморфическая дифференциация, выраженная в появлении метаморфической полосчатости, лейкосомовых птигматитовых жилков, минерализационной линейности, порфиروبластезе. Пластическое течение выражено в сложных формах завихрения и вращения с появлением флазерных структур, линейности вращения, складочек дисгармоничного течения и нагнетания. Элементы стратификации в данном случае полностью отсутствуют, и породы представляют собой типичные тектониты.

Таковы структурные и вещественные преобразования в породах аллохтона. Можно отметить следующие их особенности.

1. Степень структурных и вещественных изменений нарастает при приближении к плоскости сместителя аллохтона (структурный контроль на макроуровне).

2. Распределение интенсивности деформаций и метаморфизма в пространстве при этом неравномерно и не подчиняется единой правильной вертикальной или латеральной зональности. Формируется сложный ленточно-петельчатый рисунок распределения различных субфаций метаморфизма и объемов с разной степенью деформированности и интенсивности тектонического течения.

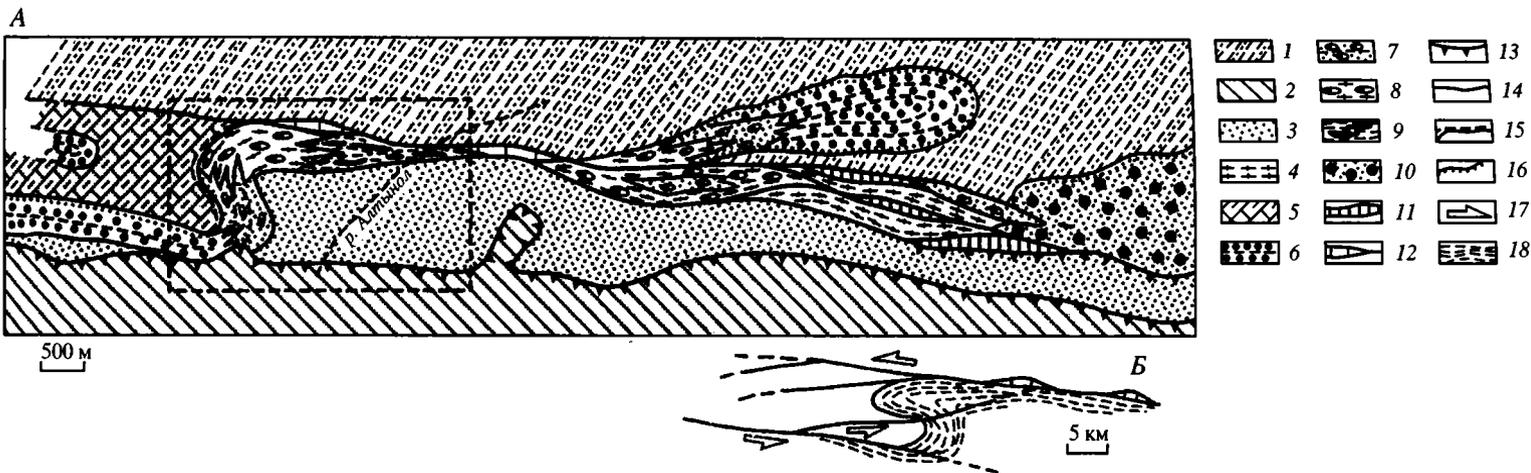
3. Имеется четкая коррелятивная связь интенсивности метаморфических превращений и интенсивности пластических деформаций (структурный контроль на микроуровне).

Структурно ниже поверхности шарьирования залегают мраморизованные известняки и отложения каменноугольной флишоидной толщи, составляющие параавтохтонный комплекс. Метаморфизм в них снижается до биотит-хлоритовой и мусковит-хлоритовой субфаций с элементами обратной метаморфической зональности. Эта закономерность наряду со сложным распределением в пространстве пород различных субфаций метаморфизма в аллохтоне не позволяет связать проявление метаморфических процессов с наличием единого термального фронта независимо от его природы.

Таким образом, в пределах Нуратинского сегмента мы наблюдаем те же закономерности распределения метаморфизма и взаимоотношения вещественных преобразований с процессами пластического течения, что и в предыдущих примерах. Отличительными особенностями являются четкая приуроченность этих явлений к аллохтонной структуре и более высокая степень метаморфических преобразований.

**Курганакский (восточный) сегмент.** В пределах Курганакского сегмента (см. рис. 2.3.1, поле IV; рис. 2.3.5) зона концентрированных деформаций отвечает коллизионному шву, разделяющему Туркестано-Алайскую и Туркестано-Зеравшанскую структурно-формационные зоны. Тектоническая структура сегмента сложна и неоднородна. Детальное описание структуры зоны и истории ее становления приведены в [Коньгин и др., 1988] и в Главе 3.3, и здесь мы отметим лишь наиболее принципиальные моменты, существенные для дальнейшего изложения.

Нуратау-Курганакская зона – коллизионный шов, возникший на месте карбонатной платформы и зоны замковой субдукции (см. Главы 1.5; 3.3) (см. рис. 2.3.5; рис. 2.3.6). Ей соответствует область хрупко-пластического сдвига, которая формировалась в конце палеозоя и подвижки по которой возобновлялись на этапе новейшей активизации. Структура зоны в западной

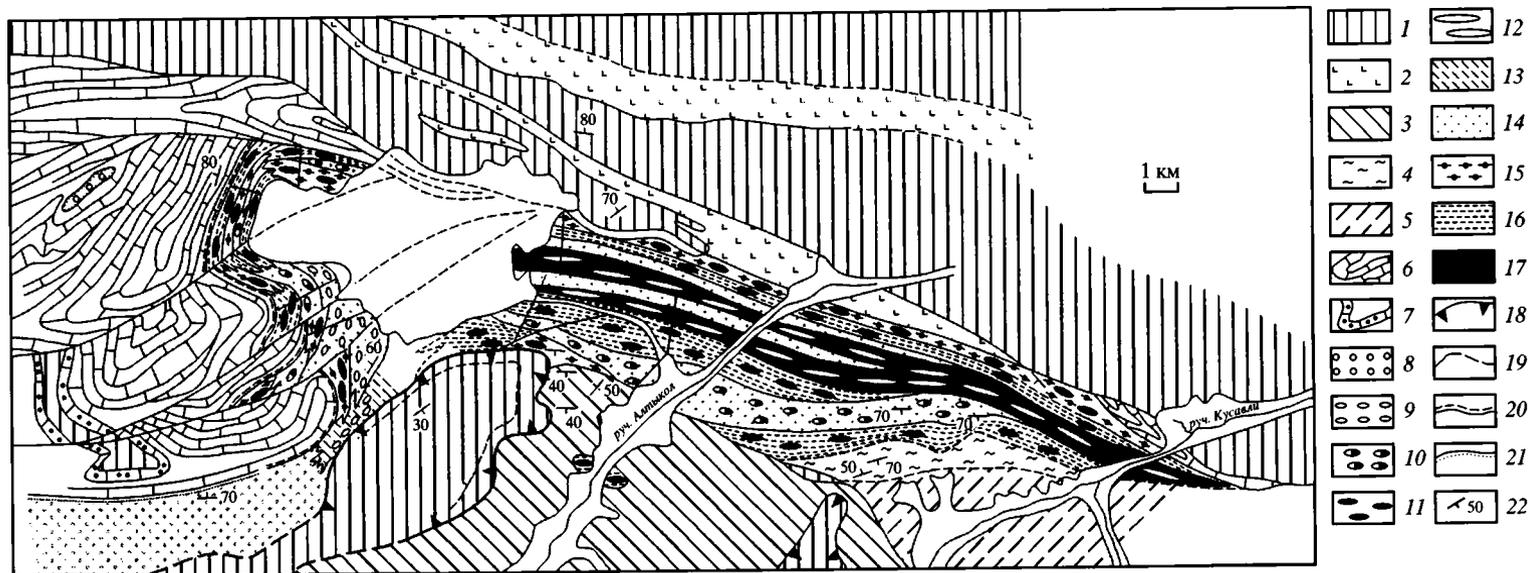


**Рис. 2.3.5.** Курганакий сегмент Нуратау-Курганакий зоны хрупко-пластического течения

Для А: 1, 2 – отложения зон: 1 – Туркестано-Алайской, 2 – Зеравшано-Туркестанской; 3 – кембрийские и каменноугольные терригенные отложения неметаморфизованные; 4 – кембрийские отложения, метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 5 – карбонатные отложения девона–нижнего карбона; 6–9 – верхнепалеозойские конгломераты и конгломерато-брекчии: 6 – недеформированные и неметаморфизованные, 7–9 – деформация: 7 – 0–200% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов до 75%), 8 – 200–500% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов 75–100%), 9 – более 500% (биотит-хлоритовая субфация, 100% метаморфических минералов); 10, 11 – отложения палеогена–неогена: 10 – недислоцированные и неметаморфизованные, 11 – частично рассланцованные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 12 – будины известняков; 13 – надвиги; 14 – взбросо-сдвиги; 15 – срыв по стратиграфическому контакту; 16 – стратиграфический трансгрессивный контакт; для Б: 17 – направления смещений по оперяющим сдвигам; 18 – область пластического течения; прямоугольник на А – рис. 2.3.6

**Fig. 2.3.5.** The Kurganak segment of the Nuratau-Kurganak zone of brittle-viscous flow

A: (1) Turkestan-Alai and (2) Zeraвшan-Turkestan zones of deposits; (3) Cambrian and Carboniferous terrigenous deposits, unmetamorphosed; (4) Cambrian deposits metamorphosed under conditions of greenschist facies; (5) Devonian–Lower Carboniferous carbonate deposits; (6–9) Upper Paleozoic conglomerates and conglomeratic breccias (6) undeformed and unmetamorphosed, (7) deformed to 0–200% (muscovite-chlorite subfacies, content of metamorphic minerals up to 75%), (8) deformed to 200–500% (muscovite-chlorite subfacies, content of metamorphic minerals up to 75–100%), (9) over 500% of deformation (biotite-chlorite subfacies, 100% of metamorphic minerals); (10, 11) Paleogene-Neogene deposits undeformed and unmetamorphosed (10) or partially foliated and metamorphosed (11) under conditions of greenschist facies; (12) limestone boudins; (13) thrust faults; (14) reverse strike-slip faults; (15) devolvement along stratigraphic contact; (16) transgressive stratigraphic contact; B: (17) displacement vectors of feathering slip faults; (18) zone of plastic flow (rectangular) shown in Fig. 2.3.6



**Рис. 2.3.6.** Схема распределения интенсивности пластической деформации и метаморфизма в зоне хрупко-пластического течения Курганаковской зоны

1 – терригенные отложения силура Туркестано-Алайской, Курганаковской и Зеравшано-Туркестанской зон; 2 – дайки и силлы диабазов; 3–12 – палеозойские отложения Курганаковской зоны: 3, 4 – терригенные отложения кембрия, неметаморфизованные (3) и метаморфизованные в фации зеленых сланцев (4), 5–7 – отложения: 5 – терригенные среднего-верхнего карбона, 6 – карбонатные девона-нижнего карбона, 7 – глинисто-карбонатные верхнего силура; 8–12 – верхнепалеозойские конгломераты и конгломерато-брекчии: 8 – недеформированные, 9 – деформация 0–120%, 10 – деформация 120–200%, 11 – деформация 200–500%, 12 – деформация более 500%; 13–17 – степень и интенсивность метаморфизма: 13–16 – мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов до 25% (13), 25–50% (14), 50–75% (15), 75–100% (16), 17 – биотит-хлоритовая субфация; 18 – надвиги; 19 – взбросо-сдвиги; 20 – срыв по стратиграфическому контакту; 21 – стратиграфический трансгрессивный контакт; 22 – элементы залегания

**Fig. 2.3.6.** Scheme illustrating distribution of plastic deformation and metamorphism intensity in the Kurganak zone of brittle-plastic flow

(1) Silurian terrigenous deposits of the Turkestan-Alai, Kurganak and Zeravshan-Turkestan zones; (2) diabase dykes and sills; (3–12) Paleozoic deposits of the Kurganak zone: (3, 4) Cambrian terrigenous deposits unmetamorphosed (3) and metamorphosed (4) under conditions of greenschist facies; (5–7) отложения: (5) Middle–Upper Carboniferous terrigenous deposits, (6) Devonian–Lower Carboniferous carbonate rocks, (7) Upper Silurian shales and carbonates; (8–12) Upper Paleozoic conglomerates and conglomeratic breccias undeformed (8) or deformed to 0–120% (9), 120–200% (10), 200–500% (11) and more than 500% (12); (13–17) grade and intensity of metamorphism: (13–16) muscovite-chlorite subfacies, content of metamorphic minerals to 25% (13), 25–50% (14), 50–75% (15) and 75–100% (16); (17) biotite-chlorite subfacies; (18) thrust faults; (19) reverse slip faults; (20) devolvement along stratigraphic contact; (21) transgressive stratigraphic contact; (22) rock attitude

части района проста и представлена серией открытых складок с плавными перегибами и углами падения на крыльях 40–50°. При движении в восточном направлении структура усложняется – складки становятся более сжатыми, замки синклиналей растягиваются, редуцируются, и на месте синклинальных перегибов развиваются всбросо-сдвиги с горизонтальной и вертикальной составляющими перемещения около 200–300 м. Антиклинали приобретают каплевидную форму. В районе сая Мурзаулей все толщи, имея субвертикальное, частично опрокинутое залегание, образуют горизонтальную S-образную складку (сигмоиду) с вертикальной осью. Структура осложнена серией левосторонних всбросо-сдвигов. Далее на восток следует зона рассланцованных вертикально стоящих пород песчано-конгломератовой толщи (С<sub>3</sub>–Р<sub>1</sub>). Антиклинальные складки, крылья которых сложены известняками, растаскиваются, будинируются и в виде разновеликих будин трассируют плоскость Заамин-Каравшинского разлома. Вдоль разлома формируется зона тектонического хрупко-пластического течения, которая тянется на несколько десятков километров и переходит по простиранию в наложенную впадину, выполненную платформенными отложениями палеогена и моласовым комплексом олигоцена–миоцена.

*Величина деформации (макроуровень).* В процессе исследований по методике А.В. Лукьянова [1980, 1986, 1991] проведены замеры величины деформации в конгломератовой толще верхнего карбона – нижней перми (см. рис. 2.3.5, 2.3.6). Делались массовые замеры деформации по галькам разного литологического состава. Эти данные сводились в таблицы и коррелировались. Учитывались и некоторые факторы, влияющие на саму деформацию и возможность ее оценки, в частности литолого-петрографический состав пород, соотношение объемов галечного материала и цемента и др. [Коньгин и др., 1988].

Выделены четыре степени деформационного преобразования конгломератов, пространственное расположение и соотношения которых отражено на рис. 2.3.5; 2.3.6; 2.3.7, см. вклейку.

Низкая степень (величина деформации 0–120%) (см. рис. 2.3.7, А). Величина деформации галек различна, но не более 120%. Наивысшая – в гальках известняка и доломита, наименьшая – в гальках кремнистых и песчаных пород, которые почти или совершенно не деформированы пластически. В гальках наблюдается хрупкая деформация, в цементирующей массе отмечается рассланцевание, не затрагивающее галек.

Средняя степень (величина деформации 120–200%) (см. рис. 2.3.7, Б). Четкая разница в деформации галек разного состава. Появляется заметная ориентация деформированных включений, линейризация в цементе и породе в целом. В гальках песчаника сохраняются хрупкие деформации в виде трещин отрыва, перпендикулярных растяжению. Возникают будинаж-структуры, пластическое растаскивание галек с заполнением межбудинного пространства кальцитом или кварцем. Вокруг обломочных включений формируются дворники давления. Начинается активное рассланцевание цементирующей массы.

Высокая степень (величина деформации 200–500%) (см. рис. 2.3.7, В). Деформированы гальки всех разновидностей пород, превращены в линзовидные и полосовидные включения с соотношением длины к ширине порядка 1 : 20 и

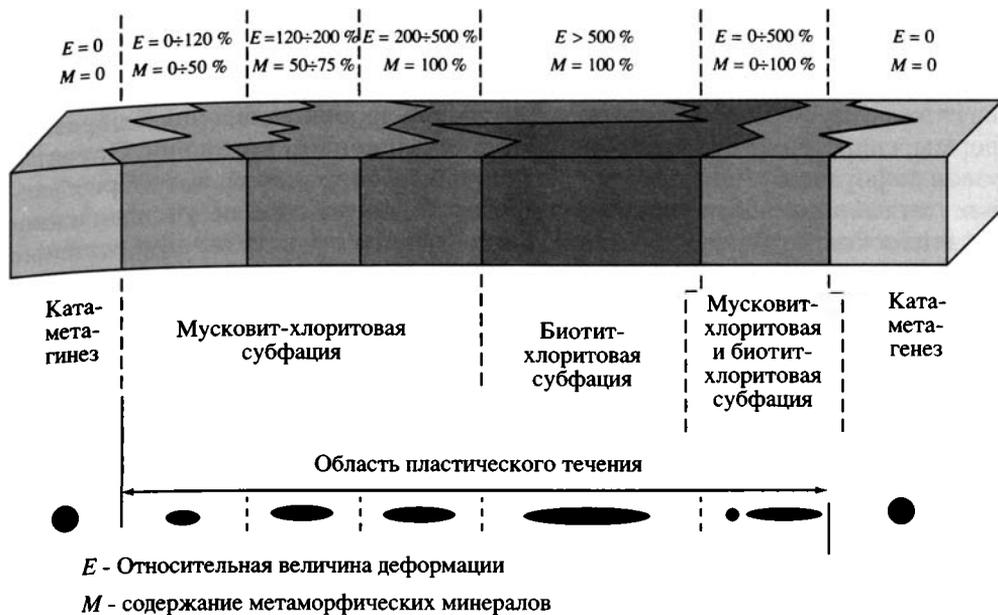
более. Деформация в известняках до 500% и более, в песчаниках – до 250%, в кремнях – до 90%, в вулканиках – до 60%. Практически исчезают хрупкие деформации, но широко представлены будинаж-структуры, структуры вращения, элементы плейчатости и сланцеватости.

Высшая степень (величина деформации более 500%) (см. рис. 2.3.7, Г, Д). Характерны полностью «растекшиеся» конгломераты, в которых практически невозможно отличить гальки от цемента и линзовидных веретенообразных метаморфогенных карбонатных включений. Гальки и цемент полностью охвачены пластической деформацией. Отдельные «упорные» гальки не подвергаются пластическому течению, а окатываются тектонически и превращаются в округлые включения, по форме которых и наличию «хвостиков» устанавливается элемент их вращения. Оценка величины максимальной деформации полностью исключена.

*Вещественные преобразования и пластическая деформация (микроуровень)*. На микроуровне практически невозможно разделить явления пластической деформации и вещественных преобразований, поскольку одним из элементов пластической деформации являются процессы растворения, перекристаллизации и кристаллизации новых минеральных фаз. В соответствии с этим на микроуровне выделены ступени структурно-вещественных преобразований, которые в известной мере соответствуют четырем уровням величины деформации, определенной по макровключениям. В основу выделения этих ступеней положено, прежде всего, выявление минеральных парагенезисов, отражающих уровень метаморфических преобразований, процентное соотношение количества метаморфических и первичных минералов в условном объеме горной породы, а также другие признаки, указанные в начале этой главы. Пространственное распределение ступеней структурно-вещественных преобразований и интенсивность деформации изучены на примере «ключевого» участка и отражены на рис. 2.3.6.; 2.3.8.

Первая ступень ( $E = 0 \div 120\%$ ;  $M = 0 \div 50\%$ , где  $E$  – величина деформации,  $M$  – процент метаморфогенных минералов). В наименее деформированных породах ( $E = 0 \div 20\%$ ) отсутствует закономерная ориентировка галек и более мелких обломочных частиц. Минеральные преобразования в цементе соответствуют стадии метагенеза. Глинисто-карбонатное вещество представлено пелитоморфным агрегатом с тонкими беспорядочно ориентированными чешуйками хлорит-гидрослюдистых минералов. Появляются участки с регенерационным кварцевым либо карбонатным цементом, который развивается в межзерновых пространствах без преобладающей ориентировки. Метаморфические преобразования отсутствуют в цементе и гальках. Стрессовые микроструктуры не выражены, за исключением трещинок скалывания и отрыва в хрупких гальках песчаников и кварцитов.

С увеличением интенсивности деформации до 20–120% в цементе появляются элементы рассланцевания, выраженные в развитии прерывистых и извилистых зон  $S_1$ , вдоль которых отмечается сдвиговое скольжение на межзерновом уровне. В песчано-карбонатном цементе обломочные зерна кварца и микрокварцитов деформированы слабо, но наблюдается волнистое и мозаичное погасание – признак развития деформационных доменов. Обломочные зерна диабазовых и дацитовых порфиритов деформированы неравномерно. В наименее раздавленных зернах сохраняется первичная пор-



**Рис. 2.3.8.** Принципиальная схема соотношения между величиной деформации, фашиями и субфашиями метаморфизма и относительным содержанием метаморфических минералов в условном объеме горных пород в Курганакской зоне пластического течения

Объяснения в тексте

**Fig. 2.3.8.** Principal scheme illustrating relations between the deformation extent, facies and subfacies of metamorphism and relative contents of metamorphic minerals in a given rock volume of the Kurganak zone of plastic flow

See explanation in the text

фирровая структура, идиоморфный облик сохраняют плагиоклазы, а основная масса лишь слабо девитрифицирована. Интенсивно деформированные зерна вулканических пород полностью перекристаллизованы и замещены серицитом, хлоритом, кальцитом и альбитом, которые образуют тонкочешуйчатый агрегат с минерализационной сланцеватостью. В карбонатно-пелитовой основной массе отмечаются локальные зонки минерализационной сланцеватости, сложенные одинаково ориентированными удлиненными зернами новообразованного кальцита, чешуйками хлорита и серицита. Зонки рассланцевания развиты неравномерно, переплетаются одна с другой и чередуются с микрообъемами слабо раскристаллизованного вещества.

Среди галек наиболее интенсивно преобразованы карбонатные породы. При  $E = 80 \div 120\%$  в них появляются зонки рассланцевания  $S_1$ , вдоль которых происходит перекристаллизация, и появляется новообразованный волокнистый кальцит. Зонки несовершенные: узкие, извилистые и прерывистые. В гальках вулканитов вторичные изменения фиксируются лишь в краевых частях. Наряду с рассланцеванием здесь отмечается перекристаллизация пород с появлением хлорита, серицита, кальцита, альбита. Обломки песчаников и кремне-кварцитов практически не изменены.

Уже на этой стадии четко фиксируются стрессовые микроструктуры. Вокруг обломочных зерен возникают дворики давления, сложенные новообразованным волокнистым кальцитом. Длина двориков в 1,5–2 раза превышает диаметр обломочных частиц. Отмечены дворики давления S-образной формы, свидетельствующие о синкристаллизационном вращении. Ориентировки деформированных зерен и галек, двориков давления, новообразованных метаморфогенных минералов имеют большую степень упорядоченности в плоскости общего рассланцевания ( $S_1$ ), что происходит при величине деформации порядка 80% [Лукиянов, 1980].

Таким образом, оценка величины деформации, сделанная на макроуровне, получает подтверждение и на микроуровне. До 50% породы сложено новообразованными метаморфогенными минералами мусковит-хлоритовой субфации: серицит, хлорит, альбит, кварц, кальцит.

Вторая ступень ( $E = 120 \div 200\%$ ;  $M = 50 \div 75\%$ ). В деформированных карбонатных гальках перекристаллизация почти полная. Зерна новообразованного кальцита изометричные, образуют гранобластовую структуру с зубчатыми, реже полигональными сочленениями. Перекристаллизация неравномерна. Наиболее интенсивна она в крупных гальках, снижается в мелких, но правило это не универсально: вариации в размере зерен и степени совершенства бластической структуры отмечаются и в пределах одной гальки. Неравномерно изменены гальки песчаников и вулканитов в краевых частях и в центре. Отмечаются бластопсаммитовые, бластоалевролитовые структуры в обломочных породах и реликтовые порфиоровые и лепидобластовые в метавулканитах.

Мелкие обломочные зерна кварца, кварцитов, полевых шпатов в цементе раздавлены и ориентированы в одной плоскости. Деформация сопровождается регенерацией зерен, растворением в одних направлениях и разрастанием в других, перекристаллизацией и грануляцией. Расплющенные зерна плагиоклазов почти полностью альбитизированы либо замещены кальцитом. Наблюдаются структуры «снежного кома», образовавшиеся при вращении зерен полевых шпатов с одновременным замещением серицит-альбитовым агрегатом. Деформированные обломочки вулканитов и других пород выглядят как мелкие линзочки хорошо раскристаллизованных метаморфических сланцев.

В цементирующей глинисто-карбонатной массе процесс идет за счет расширения зонк рассланцевания и перекристаллизации, в пределах которых цемент замещается кварц-серицит-хлорит-кальцитовым агрегатом с лепидогранобластовой структурой. В количественном отношении в зонках бластеза преобладает кальцит, морфология зерен которого отражает степень перекристаллизации породы. Начальная стадия процесса отражается в образовании мелких зерен с зубчатыми сочленениями, вытянутых в плоскости  $S_1$ . Затем появляются более крупные изометричные кристаллы с ровными, но изогнутыми контурами. В кристаллах возникают полосы двойникования, которые пересекаются с зонками трансляционного скольжения. При дальнейшем развитии процесса происходит полигонизация, контуры зерен становятся ровными, размер кристаллов одинаковым, исчезают внутрикристаллические деформационные структуры, что указывает на релаксацию напряжений на этих участках. Однако в дальнейшем и они могут под-

вергнуться деформации. Волокнистый кальцит дворики давления, попадая в зонки бластеза, испытывает перекристаллизацию и теряет анизотропное строение. На фоне этих явлений происходит увеличение степени совершенства кристаллической морфологии зерен хлорита, мусковита, кварца и альбита.

Стрессовые микроструктуры выражены на данной стадии переработки в почти полной линейзации включений и минерализационной линейности в соответствии с положением плоскости  $S_1$ . Тектоническое течение в конгломератах отличается высокой степенью неоднородности и происходит за счет ламинарно-турбулентного движения, что находит отражение в структурах завихрения, дисгармоничных складочках, смятии минерализационной сланцеватости, вращении и прокатке включений. Большинство галек при деформации удлиняется в направлении общего течения, но в случае прокатки образуется поперечная линейность растяжения. Широко развиты будинаж-структуры. Межбужинное пространство заполнено новообразованным кальцитом, реже кварцем.

Минеральные ассоциации мусковит-хлоритовой субфации на данной ступени эволюции вещества составляют 50–75% объема горных пород. Более низкие вещественные трансформации (на уровне метабленеза) отмечаются в гальках песчаников, реже во включениях вулканогенных пород и в реликтовых мезо- и микрообъемах цементирующей массы.

Третья ступень ( $E = 200 \div 500\%$ ;  $M = 75 \div 100\%$ ). Породы почти или полностью превращены в зеленые сланцы мусковит-хлоритовой субфации с линзовидно-полосчатыми, сланцеватыми и свиливатыми текстурами и полнокристаллическими лепидогранобластовыми и гранобластовыми структурами. Цемент в значительной степени перекристаллизован и подвержен метаморфической дифференциации. Вещественные преобразования в гальках и цементе близки, но некоторые гальки обособлены в литопетрографическом отношении. Отчетлива метаморфическая полосчатость с чередованием слоев серицит-хлоритового и кварц-хлорит-серицит-карбонатного состава. В слюдисто-хлоритовых слоях хорошо выражена минерализационная сланцеватость, зонки микросдвигового скольжения и присдвиговые микроскладочки. Кварц-хлорит-карбонатные слои отличаются лепидогранобластовой структурой. Выдержанную ориентировку здесь имеют только лейсты серицита и хлорита. Сланцеватость в этих прослоях выражена слабо, так как преобладающие по объему зерна кальцита имеют изометричную форму, однако в них четко проявлены двойники скольжения и зонки излома плоскостей двойникования, т.е. деформация переходит с межзернового на внутрикристаллический уровень. Сочетание слоев и объемов, имеющих гранулированное строение, с зонами интенсивного сдвигового скольжения создают на микроуровне дисгармоничную структуру.

Гальки в основном перекристаллизованы и представлены растекшимися, резко удлиненными линзочками кварцитов, мраморовидных карбонатов, филлитов и зеленых сланцев. Характерно появление линзовидных и сигарообразных включений метаморфогенного карбоната, который является результатом метаморфической дифференциации.

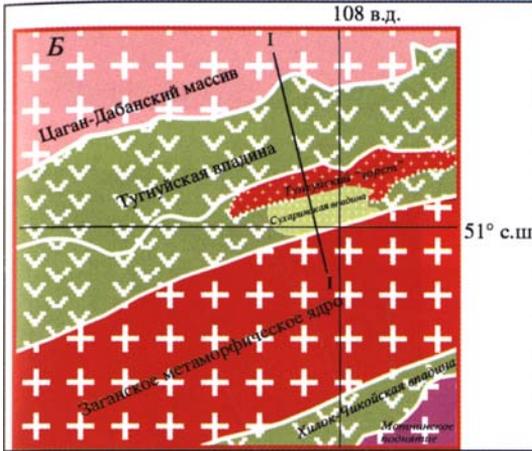
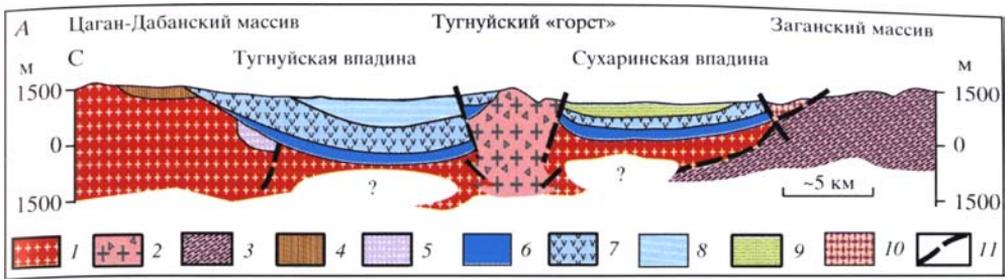
Четвертая ступень ( $E = 500\%$  и более;  $M = 100\%$ ). Образования данного уровня структурно-вещественных изменений соответствуют биотит-хлори-

товой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма с парагенезисами: бурый биотит + хлорит + мусковит + олигоклаз + альбит + кальцит + кварц; хлорит + кальцит + серицит + альбит + кварц + зелено-коричневый биотит ± актинолит ± эпидот. Акцессорные минералы могут быть представлены турмалином, апатитом, рутилом, сфеном, магнетитом, цирконом.

Породы данного уровня преобразований – это биотитсодержащие мусковит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы с линзовидно-полосчатыми и свилеватыми текстурами, лепидогранобластовыми и гранобластовыми структурами. Конгломератовая природа сланцев распознается лишь на основании латеральных переходов в менее метаморфизованные породы по присутствию редких галек, «выключенных» из деформации и испытавших лишь замещение состава, наличие не полностью измененных включений.

В наименее перекристаллизованных породах данного уровня преобразований, испытавших минеральные превращения на уровне мусковит-хлоритовой субфации, биотит кристаллизуется неравномерно и приурочен к зонам максимальной концентрации напряжений: вдоль границ деформированных галек, а также в пределах интенсивно перекристаллизованных и рассланцованных зон, задавленных между сближенными включениями. При увеличении интенсивности общей перекристаллизации пород биотит кристаллизуется в виде тонких лейст в основной цементирующей массе, узких зонках интенсивного рассланцевания. В заключенных между зонками рассланцевания объемах, испытавших меньшую степень раскристаллизации, биотит исчезает. В зонах интенсивной перекристаллизации и рассланцевания лейсты биотита, как и другие метаморфические минералы, расположены в плоскости максимальной раздавленности горных пород ( $S_1$ ). Однако нередко появляются крупные идиоморфные таблички биотита без предпочтительной ориентировки, которые кристаллизовались несколько позже основной массы метаморфических минералов.

При высокой степени переработки конгломератов иногда сохраняются относительно слабо рассланцованные гальки диабазов с реликтовой офитовой структурой. При этом в пределах одного шлифа можно наблюдать последовательное увеличение степени структурно-вещественных преобразований. В центре галек, где изменения минимальны, отмечаются идиоморфные кристаллы плагиоклазов среднего–основного состава с нормальной магматической зональностью. Основная масса представлена кварц-альбит-эпидот-серицит-хлоритовым криптозернистым несовершенным сланцеватым агрегатом. Эти реликтовые микрообъемы обрамляются зонками с более интенсивной рассланцовкой. Лейсты плагиоклаза, попадая в эти зонки, деформируются с проявлением трансляционного скольжения вдоль и поперек плоскостей двойникования (по 010; 001; 110), в результате чего кристаллы приобретают косоугольную или линзовидную форму и зубчатые очертания; отмечается искривление двойниковых полосок. Одновременно с деформацией плагиоклазы сосюритизируются вдоль зонк трансляций, замещаются «шахматным» альбитом и серицитом, а также кальцитом, образующим псевдоморфозы по плагиоклазу. Деформированные лейсты испытывают вращение и приобретают единую ориентировку в плоскости  $S_1$ . В основной массе метадиабазов в зонках интенсивного рассланцевания появляется зелено-коричневый биотит; сланцеватость  $S_1$ , выраженная в планпараллельной



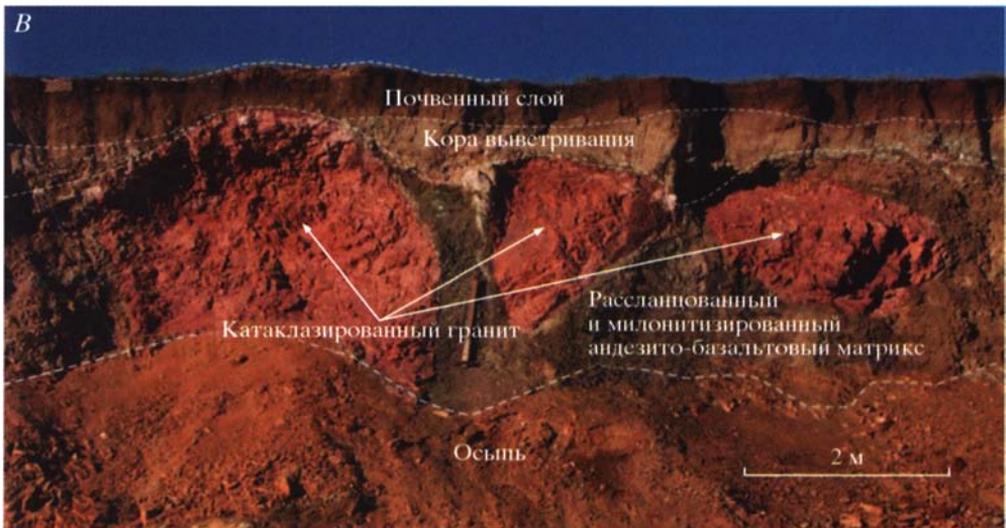
**Рис. 2.1.12.** Положение Тугнуйского горста в системе поднятий и впадин Западного Забайкалья

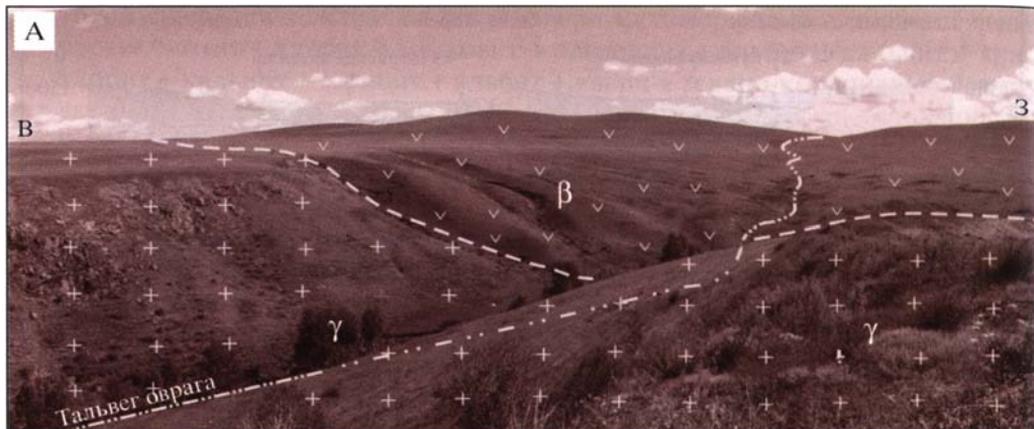
А. Схематический геологический профиль через Тугнуйскую и Сухаринскую впадины (с использованием данных [Егнѣков, 1994]) 1 – граниты и вулканоплутонические комплексы (палеозой) Цаган-Дабанского поднятия; 2 – катаклазированные граниты и гнаоисенииты джидинского комплекса (С<sub>2-3</sub>?d); 3 – гранито-гнейсы Заганского метаморфического ядра; 4 – андезиты и андезито-базальты, дациты, трахилипариты и их туфы алентуйской свиты (P<sub>2</sub>); 5 – трахибазальты, трахиандезиты и туфогенно-осадочные породы чернойровской свиты (T<sub>2-3</sub>); 6 – конгломераты, гравелиты, песчаники березовской свиты (J<sub>1</sub>); 7 – трахиандезиты и трахи-

базальты ичетуйской свиты (J<sub>1-2</sub>); 8 –угленосные (тугнуйская свита, J<sub>2</sub>) и терригенные (галгатайская свита, J<sub>3</sub>) отложения; 9 – терригенные отложения муртойской и убукунской свит (K<sub>1</sub>); 10 – метаморфизованные конгломераты катаевской свиты неясного возраста; 11 – разломы; ? – строение и состав фундамента – предположительно

Б. Схема положения профиля, изображенного на рис. А

В. Катаклазированные граниты Тугнуйского горста (объяснения в тексте)





**Рис. 2.1.13.** Выход гранитов в пределах Тугнуйского «горста» у пос. Мухоршибирь (объяснения в тексте)

*А.* Общая панорама, отражающая характер выхода и взаимоотношений с окружающими базальтами ичетуйской свиты ( $J_{1-2}$ ). *Б, В.* Внутренняя структура гранитоидов Тугнуйского «горста»  
*Г* – катаклазированный гранит (шлиф); в центре зерно гранулированного кварца  
*Д* – катаклазированный гранит с раздробленными включениями габбро (хребет Цаган-Хунтей)

**Fig. 2.1.13.** An outcrop of granites, the Mukhorshibir locality of the Tugnui horst (explanations in the text)

*A.* General view of the outcrop illustrating relations between granites and surrounding basalts of the Ichetui Formation ( $J_{1-2}$ )  
*B, B.* Internal structure of the Tugnui horst granitoids  
*Г.* Cataclastic granite (thin section) with a granulated quartz grain in central area  
*Д.* Cataclastic granite with granulated gabbro inclusions (Tsagan-Khuntei Ridge)

**Fig. 2.1.12.** Position of the Tugnui horst in the system of uplifts and troughs of the western Transbaikalian region

*А.* Schematic geological profile across the Tugnui and Sukhara troughs: (1) Paleozoic granites and volcano-plutonic complexes of the Tsagan-Daban uplift; (2) cataclastic granites and granosyenites of the Dzhdida complex ( $C_{2-3;d}$ ); (3) granite gneisses of the Zagan metamorphic core; (4) andesites, basaltic andesites, dacites, trachyliparites and their tuffs of the Alentui Formation ( $P_2$ ); (5) trachybasalts, trachyandesites and tuffaceous sedimentary rocks of the Chernyi Yar Formation ( $T_{2-3}$ ); (6) conglomerates, gravelstones and sandstones of the Berezovskaya Formation ( $J_1$ ); (7) trachyandesites and trachyandesites of the Ichetui Formation ( $J_{1-2}$ ); (8) coal-bearing (Tugnui Formation,  $J_2$ ) and terrigenous (Galgatai Formation,  $J_3$ ) deposits; (9) terrigenous deposits of the Murtoi and Ubukun formations ( $K_1$ ); (10) metamorphosed conglomerates of the Kataev Formation (age unclear); (11) faults; (?) basement of presumable structure and composition  
*Б.* Line of profile shown in Fig. *А*  
*В.* Cataclastic granites of the Tugnui horst (explanations in the text)

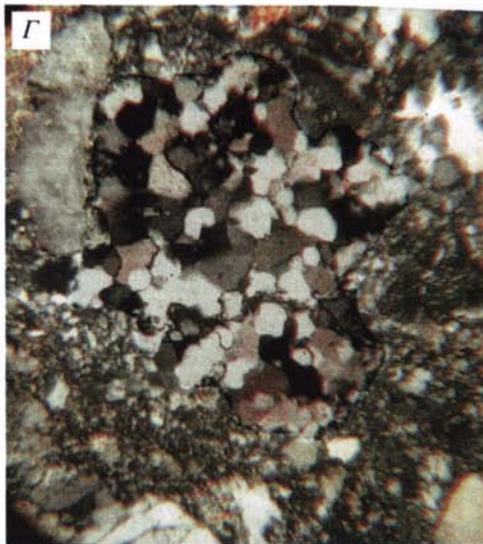
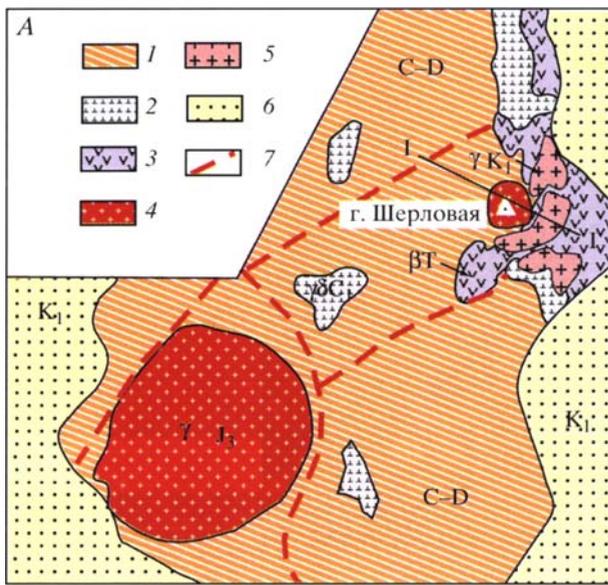


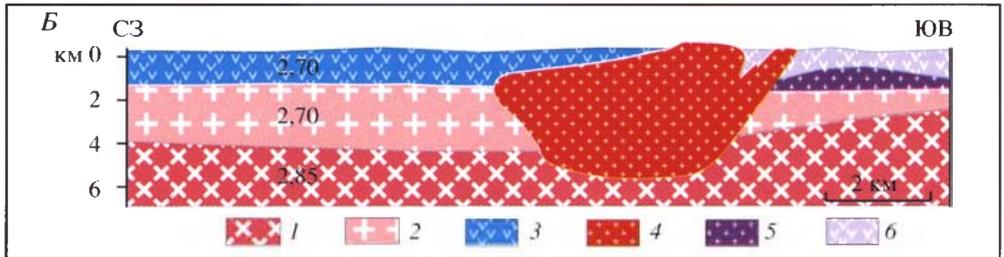
Рис. 2.1.13 (окончание)



**Рис. 2.1.15.** Геологическое строение района г. Шерловой (Читинская область)

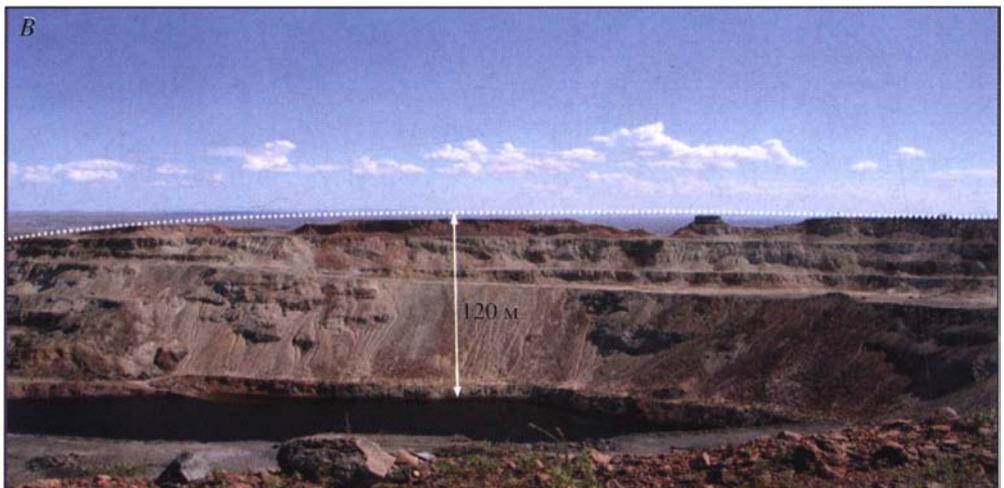
*А* – Схематическая геологическая схема строения района (по: [Объемное..., 1981])

*1* – вулканогенно-осадочные отложения (карбон–девон); *2* – андезитобазальты, долериты, габбро-диабазы (Т); *3* – гранодиорит-порфиры, граниты (С<sub>1</sub>); *4* – лейкократовые и биотитовые граниты (J<sub>3</sub>); *5* – гранит-порфиры (K<sub>1</sub>); *6* – терригенные и угленосные отложения межгорных впадин (K<sub>1</sub>); *7* – разломы; I-I – разрез *Б*

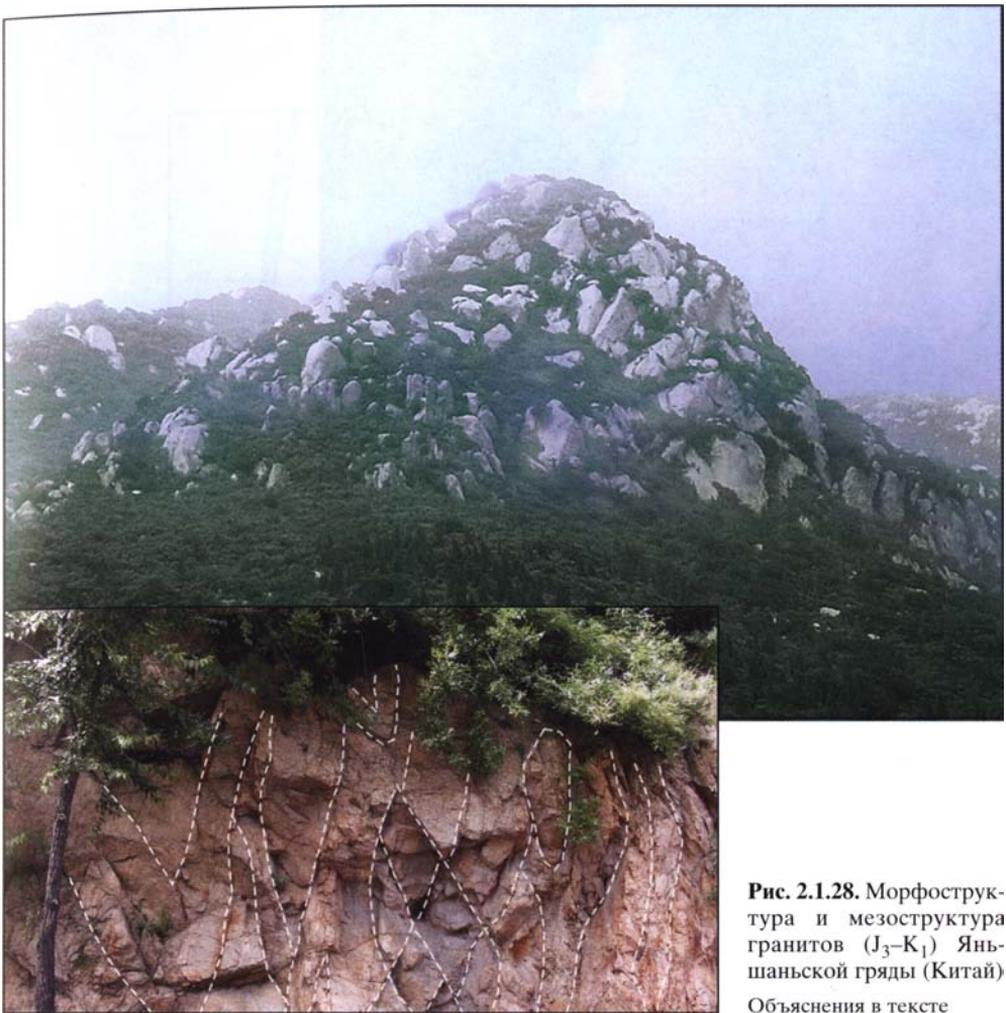


*Б* – Глубинное строение района г.Шерловой (по [Объемное..., 1981])

*1* – комплекс метаморфических пород фундамента; *2* – комплекс гранитизированных метаморфических пород фундамента; *3* – комплекс осадочных и вулканогенных отложений Pz<sub>2</sub>; *4* – лейкократовые и биотитовые граниты (J<sub>3</sub>) и гранит-порфиры (K<sub>1</sub>); *5* – ультраметаморфические породы Pz<sub>2</sub>; *6* – андезитобазальты и габбро-диабазы (Т)



*В* – Общий вид апикальной части купола г. Шерловой (объяснения в тексте)



**Рис. 2.1.28.** Морфоструктура и мезоструктура гранитов (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) Яньшаньской гряды (Китай)  
Объяснения в тексте

**Fig. 2.1.28.** Morpho- and mesostructures in granites (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) of the Yan Shan Range, China

Explanations in the text

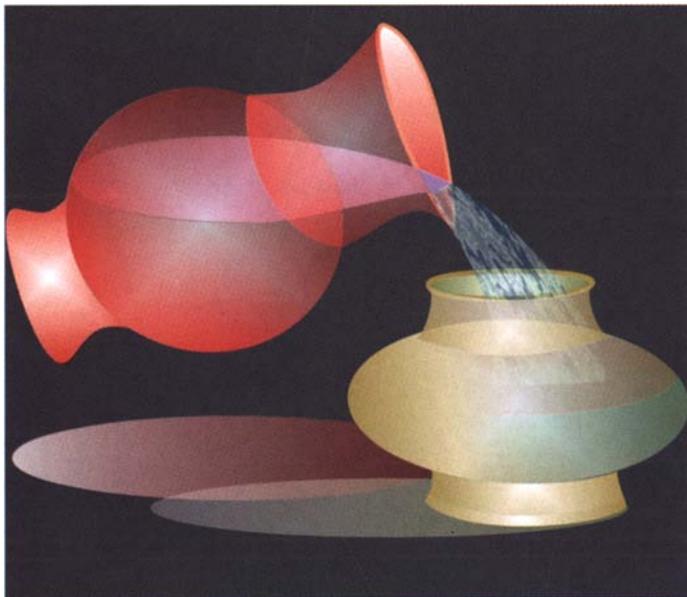


**Fig. 2.1.15.** Geological structure of the Mt. Sherlovaya area (Chita region)

A. Schematic geological map of the Mt. Sherlovaya area: (1) volcanogenic-sedimentary deposits (Middle Paleozoic); (2) basaltic andesites, dolerites and gabbro-diabases (Triassic); (3) granodiorite porphyries and granites (Lower Carboniferous); (4) leucocratic and biotite granites (Upper Jurassic); (5) granite porphyries (Lower Cretaceous); (6) terrigenous and coal-bearing deposits of intermontane depressions (Lower Cretaceous); (7) fractures

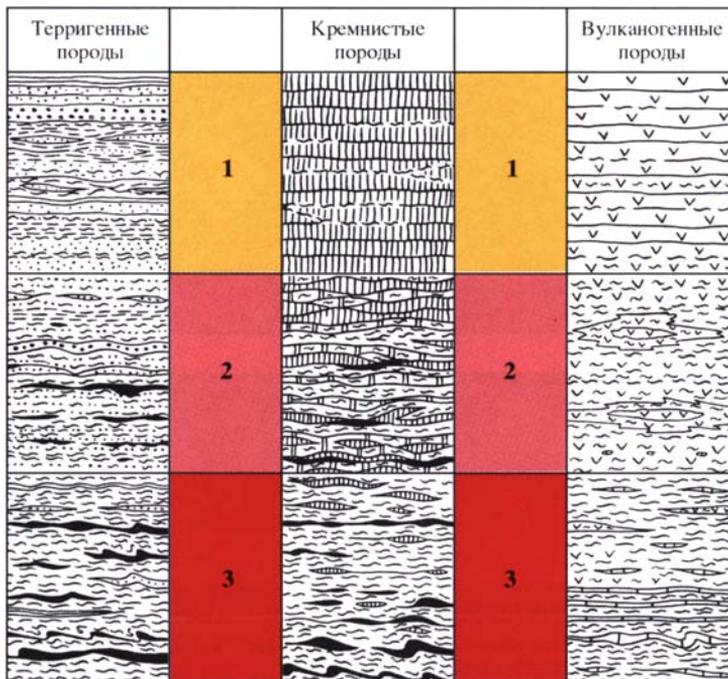
B. Deep structure of the Mt. Sherlovaya area: (1) metamorphic rocks of the basement; (2) granitized metamorphic rocks of the basement; (3) Middle Paleozoic sedimentary and volcanogenic deposits; (4) leucocratic and biotite granites (J<sub>3</sub>) and granite porphyries (K<sub>1</sub>); (5) ultrametamorphic rocks of the Early Paleozoic; (6) basaltic andesites and gabbro-diabases (T)

B. General view of the dome apical part, the Mt. Sherlovaya (explanations in the text)



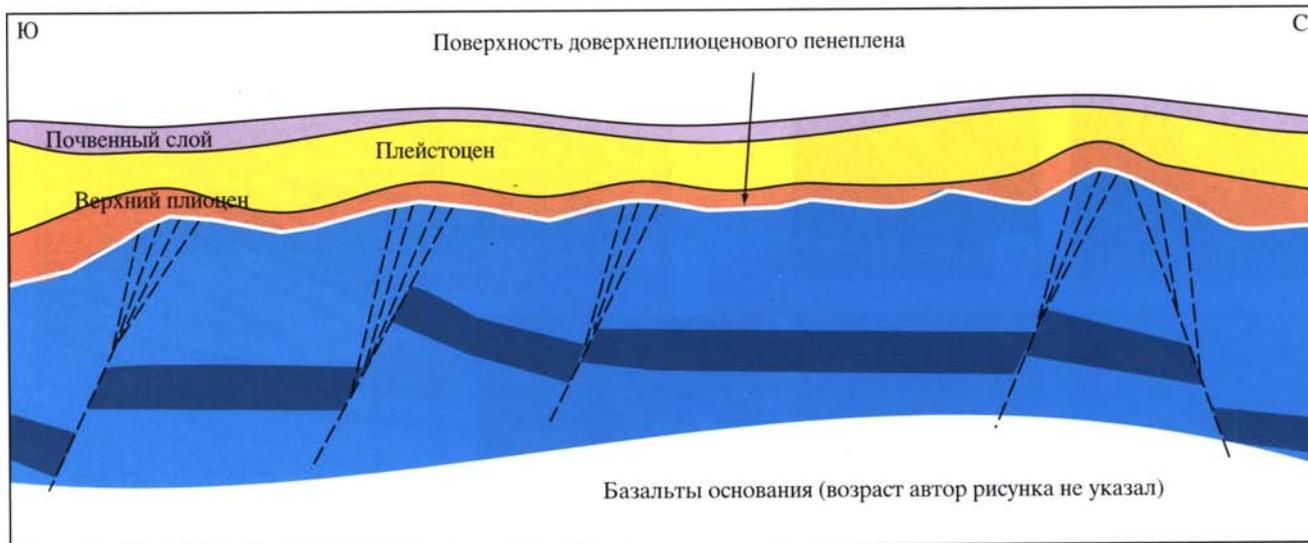
**Рис. 2.2.8.** Чтобы изменить форму тела, необходимо придать ему внутреннюю объемную подвижность

**Fig. 2.2.8.** It is a necessity to impart the internal 3D-mobility to a body to change its shape



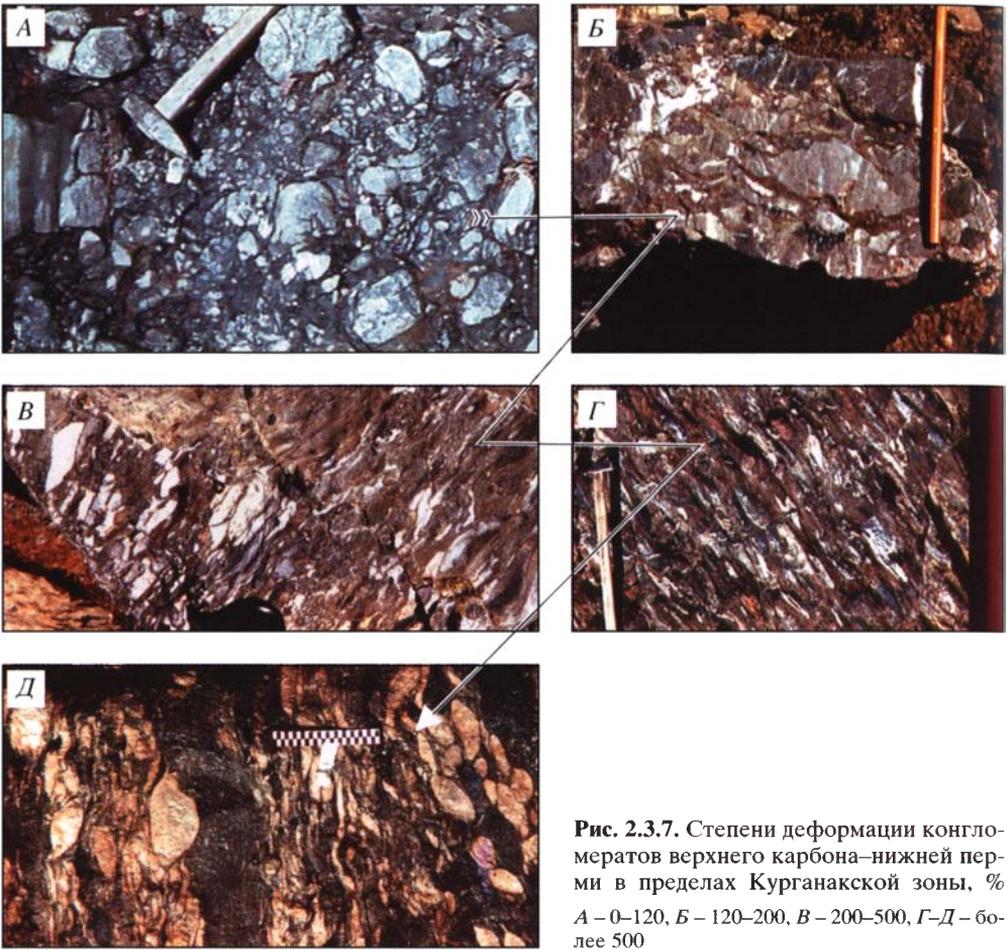
**Рис. 2.2.10.** Три степени структурно-вещественной переработки пород  
Объяснения см. в тексте

**Fig. 2.2.10.** Three degrees of structural-material reworking of rocks  
See explanations in the text



**Рис. 2.2.14.** Новейшая деформация пластов чехла и поверхности фундамента без разрыва их сплошности обеспечивается разломно-блоковой и трещинной тектоникой (структуры веера) (по: [Шенк, 1967])

**Fig. 2.2.14.** Neotectonic deformation of covering layers and basement surface without disruption is maintained by faulting-block and fracturing tectonics (fan structures)



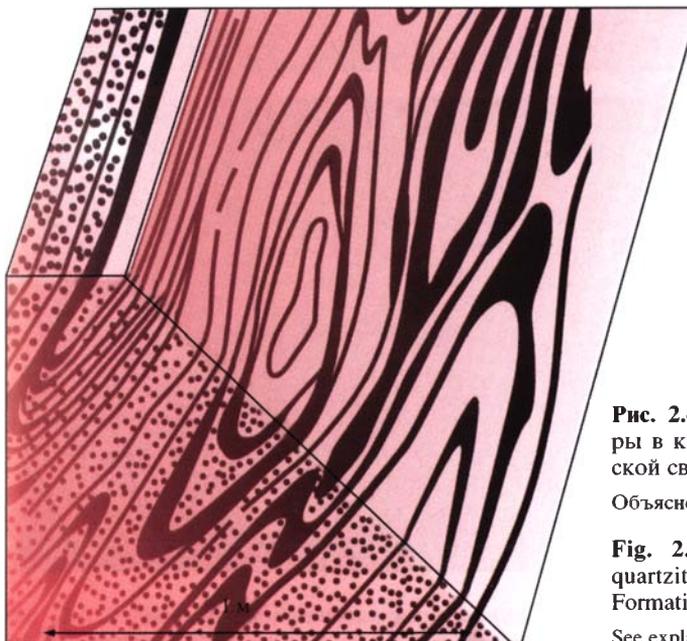
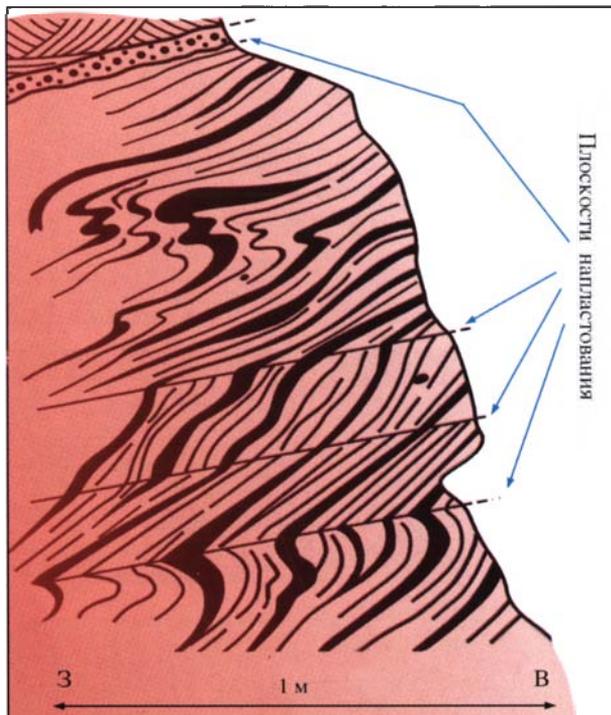
**Рис. 2.3.7.** Степени деформации конгломератов верхнего карбона–нижней перми в пределах Курганакской зоны, %  
 А – 0–120, Б – 120–200, В – 200–500, Г–Д – более 500

**Fig. 2.3.7.** Deformation extent of Upper Carboniferous–Lower Permian conglomerates in the Kurganak zone, %

A – 0–120, Б – 120–200, В – 200–500, Г–Д over 500

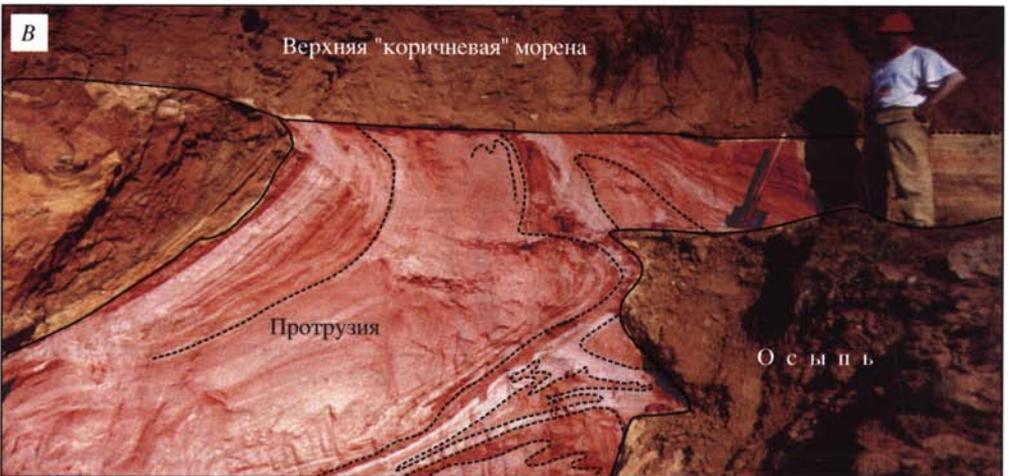
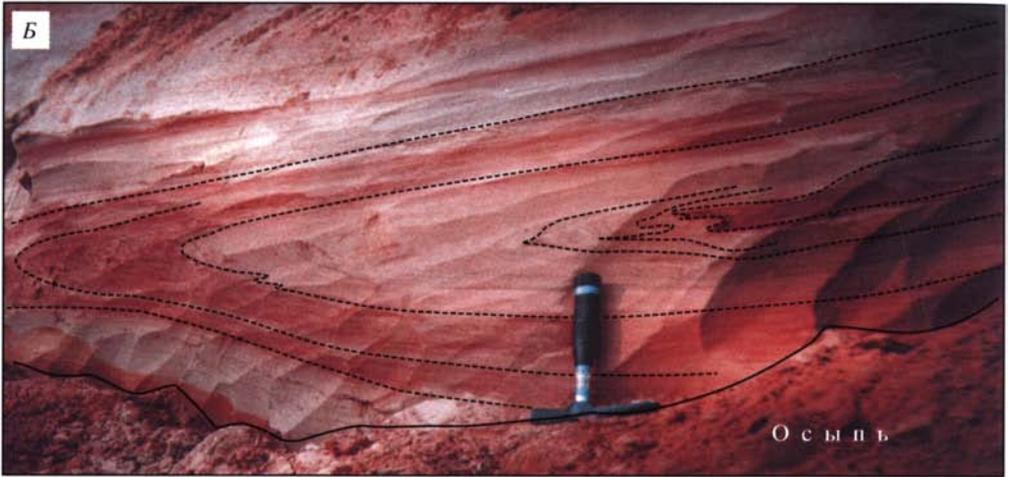
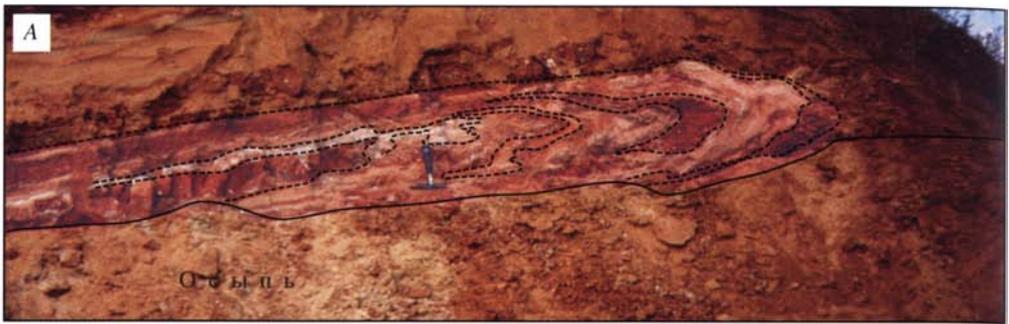
**Рис. 2.4.2.** Деформация объемного течения в кварцито-песчаниках шокшинской свиты  
Объяснения в тексте

**Fig. 2.4.2.** 3D flow deformation in quartzitic sandstones of the Shoksha Formation  
See explanation in the text



**Рис. 2.4.3.** Колчановидные структуры в кварцито-песчаниках шокшинской свиты  
Объяснения в тексте

**Fig. 2.4.3.** Sheath-like structures in quartzitic sandstones of the Shoksha Formation  
See explanation in the text



**Рис. 2.4.7.** Деформации в моренном комплексе местонахождения «Бородулино»

А, Б – лежачие складки в отложениях «среднего» структурного этажа; В – протрузия меловых? песков в отложения моренного комплекса

**Fig. 2.4.7.** Deformations in morainal deposits of the Borodulino locality

(А, Б) recumbent folds in deposits of the «middle» structural stage; (В) protrusion of Cretaceous (?) sands in morainal deposits



**Рис. 2.4.12.** Колчановидные складки в карбонатно-амфиболитовых породах протерозоя (оз. Кукас-озеро, Карелия)

**Fig. 2.4.12.** Sheath folds in the Proterozoic carbonate-amphibolite rocks (the Kukasozero area, Karelia)



**Рис. 2.4.12** (окончание)

ориентировке хлорита, биотита, мусковита и волокнистого кальцита, становится более совершенной, облекая зерна-линзы плагиоклаза с появлением флазерных структур. Такие образования сохраняются обычно в центральных частях деформированных галек и представляют собой породу, переходную между метадиабазами и актинолитовыми сланцами с лепидогранобластовой и нематобластовой структурами, которые слагают краевые части деформированных включений. Интересно пространственное сонахождение зелено-коричневого метаморфогенного биотита в «парагенезисе» с реликтовым магматическим плагиоклазом основного состава, что наблюдается в некоторых гальках.

Максимально измененные породы представляют собой линзовидно-плосчатые кристаллические сланцы с четкими лепидогранобластовыми полнокристаллическими структурами. Первичноосадочные структуры и текстуры исчезают полностью.

Таким образом, между величиной пластической деформации и степенью метаморфических преобразований существует прямая коррелятивная связь. С нарастанием деформации происходит прогрессирующее развитие вещественной переработки пород. Количество новообразованных метаморфогенных минералов возрастает по мере увеличения деформации с конечным переходом к формированию минеральных парагенезисов более высоких субфаций метаморфизма. Границы между областями с различной интенсивностью деформации и метаморфизма на схемах несколько условны. В природе они менее определены. Иногда переходы осуществляются очень резко на расстоянии нескольких сантиметров, иногда практически мгновенны, что связано с тектоническим проскальзыванием отдельных горизонтов относительно других. В ряде случаев по простиранию толщ переходы между разными ступенями интенсивности деформации и метаморфизма растянуты на несколько десятков метров и имеют зубчатый характер «фациальных границ». Можно видеть, что в зону проявления пластической деформации и метаморфических преобразований попадают главным образом толща конгломератов верхнего карбона – нижней перми, а также отдельные объемы кембрийских пород и отложений альпийского осадочного чехла. Пластическая деформация и метаморфизм проявлены неравномерно, имеют струйчато-мозаичный характер, а их интенсивность меняется от места к месту и от горизонта к горизонту. Явления структурной и вещественной переработки пород полностью отсутствуют в области открытых складок, постепенно, но достаточно быстро нарастают в зоне горизонтальной складки и максимальной интенсивности достигают в зоне общего ламинарного течения. При этом, как только толщи конгломератов выходят за рамки области пластического течения, деформация и метаморфизм ослабевают и сходят постепенно на нет. Изменения структурных и вещественных преобразований резко ослабевают в поперечном направлении при выходе из зоны хрупко-пластического сдвига, но изменения по простиранию всегда более плавные.

Как можно видеть из вышеприведенного материала, изучение зон пластической деформации выявило следующие особенности проявления структурных и вещественных преобразований.

1. *Неравномерность по интенсивности.* Степень преобразования вещества в изученных районах варьирует от начального катагенеза до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (Ганза-Чимтаргинский и Сугутский массивы), от низкобарических серий зеленосланцевой фации до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации (Ганза-Чимтаргинский массив), от метагенеза до ставролит-хлоритовой зоны метаморфизма (Нуратинский сегмент) и от метагенеза до биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (Курганакский сегмент). Неравномерность вторичных вещественных преобразований имеет и количественное выражение: в определенном условном объеме горной породы может быть различное (0–100%) содержание метаморфогенных минералов. Пластическая деформация проявлена также резко неоднородно. Замеры величин деформации свидетельствуют о значительных вариациях (от 0 до 500–1000%) интенсивности пластического течения.

2. *Неравномерность пространственного распределения.* Неравномерное изменение степени структурных и вещественных преобразований проявлено на макро-, мезо- и микроуровнях, что отражено в сложном мозаично-пятнистом сочетании объемов горных пород с различной степенью структурных и вещественных преобразований.

3. *Коррелятивная связь структурных и вещественных преобразований.* Степень (фации и субфации метаморфизма) и интенсивность (процентное соотношение первичных и метаморфогенных минералов) вещественных преобразований находятся в прямой парагенетической связи с интенсивностью пластической деформации. Литологический контроль отражает реологические свойства пород и определяет распределение интенсивности метаморфических процессов лишь опосредованно через их деформацию. Это подтверждается тем, что, с одной стороны, хорошо коррелируемые между собой изменения степени структурной и вещественной перестройки происходят в пределах литологически единых горизонтов, а, с другой стороны, границы «фаций» деформации и метаморфизма могут сечь литологические границы, сохраняя одинаковую интенсивность в различных литологических разностях материнских отложений.

Неравномерность проявления метаморфизма по существующим представлениям должна отражать неравномерность распределения в пространстве термодинамических параметров, в первую очередь температуры и литостатического давления.

Никаких удовлетворительных механизмов мозаично-неравномерных вариаций температурного режима установить не удастся. Местные источники тепла (интрузии, дайки, вулканические аппараты) отсутствуют, а масштаб проявления неравномерности метаморфизма не допускает связи со столь крупными источниками. Можно было бы рассматривать в качестве источника тепла разогретые флюиды, однако в Нуратинском сегменте, например, установлено, что метаморфизм имел изохимический характер и не сопро-

вождался привнесом вещества. Более того, зоны зеленосланцевого метаморфизма и пластического течения являются экранами для проникновения флюидов, что отчетливо видно по распределению оруденения в Ганза-Чимтаргинском массиве. Мешают такому заключению и расположение метаморфизованных пород выше по разрезу, чем породы неизменные, и неоднократное их чередование в разрезе, а также элементы обратной метаморфической зональности.

Можно было бы связать локальные повышения температуры с теплом, которое выделяется при трении. Однако показано в [Тернер, Ферхуген, 1961; Goguel, 1948; Harker, 1934; и др.], что подъем температуры при этом не превышает 10% от фоновой и не имеет реального значения.

Учитывая эти сведения, а также данные о приповерхностных или мало-глубинных условиях метаморфизма исследованных регионов и общую негативную оценку влияния температурного фактора на метаморфизм в Южном Тянь-Шане [Шванов, 1983], нужно, по-видимому, искать иной фактор, способствующий реальному ходу метаморфических реакций достаточно широкого температурного диапазона при фоновом значении температуры, обеспечивающем минеральные преобразования не выше уровня мета-катагенеза.

Литостатическое давление в земной коре возрастает с глубиной. Геологические наблюдения показывают, что максимальное литостатическое давление на наиболее глубинных уровнях изученных разрезов не могло превышать 2–3 кбар, а для Курганакского сектора и того меньше (приповерхностные условия), в то время как, по экспериментальным данным, образование пород глаукофан-зеленосланцевой фации Ганза-Чимтаргинского массива, которая слагает самые верхние (!) горизонты метаморфизованного разреза, требует  $P_{\text{общ}}$  не менее 6–8 кбар. Несоответствие экспериментальных данных реальным геологическим наблюдениям – явление широко распространенное. По мнению Р. Рутланда [1967, с. 128], «в лучшем случае геологические оценки дают лишь половину глубины, на которую указывают экспериментальные данные, а в худшем – немногим меньше одной десятой части».

Итак, для объяснения наблюдаемых закономерностей необходимо указать дополнительный фактор, обеспечивающий преобразования горных масс при РТ-условиях существенно более низких, чем это устанавливается при расчетах и экспериментальных исследованиях. Причем нужно выбрать такой фактор, который бы обеспечивал мозаичное распределение  $T$  и  $P_{\text{общ}}$ , синхронное во времени и в пространстве для обоих параметров. Таким фактором многие исследователи, начиная с А. Харкера [Harker, 1934], называли одностороннее давление – стресс, но вплоть до настоящего времени оценка влияния стресса на метаморфические преобразования неоднозначна [Леонов М., 1988; Лукьянова, Лукьянов, 1987; Чередниченко, 1964; Чиков, 1988; Флинн, 1967; Хайнике, 1987; Leonov M., Kozhukharova, 1992; Harker, 1934]. Предложены две трактовки сущности явления стресс-метаморфизма. Согласно одной модели, которая разрабатывалась преимущественно В.Т. Лукьяновой и А.В. Лукьяновым [1987], изменение минерального состава связано исключительно с РТ-условиями, существующими в областях проявления метаморфизма, и стресс не может вызвать в горных породах сколько-нибудь существенных минеральных преобразований, выступая лишь в роли структурообразующего фактора.

Во второй модели, одним из основных авторов которой является Б.М. Чиков [1988], стресс выступает как фактор, определяющий образование динамически неустойчивой системы, в которой происходят процессы структурно-вещественного преобразования, стимулированные приложением механической энергии.

Из рассмотренных моделей вытекает, что одностороннее давление само по себе не является фактором минеральных преобразований, но наличие стресса приводит к возникновению системы, характеризующейся неоднородным полем напряжений, а релаксация сложного напряженного состояния осуществляется не только путем структурных (первая модель), но и структурно-вещественных (вторая модель) преобразований горных масс с участием энергии механохимических процессов. Эти два положения хорошо соотносятся с точкой зрения о пластической деформации как факторе метаморфических преобразований и способе релаксации напряженного состояния [Казаков, 1987; Коньгин и др., 1988; Леонов М., Кожухарова, 1990; Леонов М. и др., 1995; Паталаха, Лукиенко, 1986; Чередниченко, 1964; Чиков, 1988; Leonov M., Kozhukharova E., 1992]. Учитывая приведенный в работе фактический материал, логично допустить, что именно пластическая деформация влияет на ход метаморфических реакций. Это предположение находит подтверждение и при изучении сходного типа метаморфизма в других районах [Казаков, 1987; Паталаха, Лукиенко, 1986; Мясников и др., 1986] и при теоретических исследованиях [Флинн, 1967; Хайнике, 1987; Harker, 1934], в том числе в данных механохимии — области физической химии, изучающей химические и физические изменения вещества под влиянием механической энергии. Данные механохимии позволяют считать установленными [Аввакумов, 1986; Болдырев, 1982; Бриджмен, 1955; Молчанов, 1981; Молчанов и др., 1988; Молчанов, Юсупов, 1981; Мясников и др., 1986; Петерс, 1966; Флинн, 1967; Хайнике, 1987; Чередниченко, 1964; и мн. др.] следующие положения.

1. При хрупкой (катаклиз, милонитизация) и пластической деформациях твердых тел часть (5–30%) механической энергии, затраченной на деформацию, задерживается кристаллической решеткой деформируемого тела, в результате чего происходит ее искажение (дефекты, дислокации) и перестройка (изменение координационного числа, изменение межатомных, межионных, межмолекулярных расстояний).

2. Изменение структуры и строения вещества, происходящее под действием непрерывно подводимой механической энергии, направлены на ее поглощение. При этом запасенная энергия увеличивает термодинамический потенциал твердого тела. Повышение энергетического потенциала связано с приростом энергии свободной поверхности и аккумуляцией энергии в кристаллических решетках минералов. Происходит химическая активация вещества с изменением прочности химических связей вплоть до их полного разрыва.

3. Накопленная механохимическая энергия может релаксировать за счет: повышения растворимости минералов и изменения их сорбционной способности; изменения кинетического фактора энергетически выгодных, но медленно идущих реакций; увеличения масштабов диффузии; снижения энергетического барьера термодинамически выгодных реакций; ускорения реакций; изменения хода последующих реакций и пр. Скорость релаксации контролируется температурой: при низких ее значениях, вследствие замедлен-

ной релаксации, остаточные напряжения в твердом теле могут сохраняться достаточно долго. С этим связан эффект «последствия», когда релаксационные процессы идут после прекращения подвода механической энергии.

4. Повышение химической активности твердых тел, связанное с подводом механической энергии, приводит к ряду следствий, имеющих принципиальное значение для понимания процесса структурно-вещественного (метаморфического) преобразования горных пород. Главные из них следующие: а) при воздействии механических сил на твердые вещества возможны все виды химических реакций, известные из химии твердых тел; б) повышение химической активности вещества при подводе к нему механической энергии способствует снижению значений температуры и литостатического давления в сравнении с теми, которые необходимы для петрохимических преобразований, происходящих в статических условиях; в) при механохимических процессах могут возникать локальные микрообъемы повышения температуры и давления, которые можно рассматривать как эффективные; г) наиболее значительные механохимические эффекты свойственны веществам с ярко выраженными пластическими свойствами; количество прореагировавшего вещества пропорционально деформации, и пластическая деформация – наиболее эффективный способ механохимической активации твердых тел; в режиме пластической деформации петрохимические реакции могут развиваться как самоподдерживающиеся.

Таким образом, пластическая деформация может, вероятно, быть реальным термодинамическим фактором вещественных преобразований [Тернер, Ферхуген, 1961]. Из этого следует, что в своей основе рекристаллизация и возникновение новых минеральных фаз являются одним из способов релаксации сложного поля напряжений при пластической деформации. Следовательно, в данном случае мы имеем дело с типом метаморфизма, специфика которого заключается в том, что вещественные преобразования не только проходят синхронно с пластическим течением, но и инициируются пластической деформацией (естественно, в сочетании с другими термодинамическими факторами). При пластической деформации петрохимические реакции протекают при температурах на 100–400° ниже, чем в статических условиях. В то же время в процессе механической активации и разрядки напряженного состояния могут возникать локальные зоны резко повышенных значений давления и температуры, и в этих зонах могут осуществляться процессы, требующие высоких термобарических параметров. Но возникновение таких условий связано при этом опять-таки с накоплением и релаксацией механической энергии пластического течения вещества.

По характеру проявления описанный тип метаморфизма может быть назван «мозаичным», генетически он является динаморелаксационным. Поясним понимание этого термина. Сущность метаморфических преобразований заключается в приспособлении минеральной системы к условиям, отличным от тех, которые существовали во время формирования системы. В широком спектре известных в настоящее время типов метаморфизма можно выделить две формы, имеющие различный источник энергии: РТ-метаморфизм, обусловленный соответствующими условиями температуры и литостатического давления, и «релаксационный» метаморфизм, при котором, кроме су-

ществующих РТ-условий, реализуется энергия механических процессов (пластической деформации).

Принципиальное различие между этими двумя типами метаморфизма заключено не только в различии источников энергии. Вещественные преобразования при РТ-метаморфизме приводят к образованию системы, устойчивой в новых условиях, но сами условия могут при этом не изменяться существенным образом. При релаксационном метаморфизме процесс направлен на уничтожение (релаксацию) причины, вызвавшей термодинамическую неустойчивость системы, т.е. на релаксацию сложного напряженного состояния деформируемого объема.

Здесь проглядывает определенная аналогия с представлениями, высказанными в [Лукьянова, Лукьянов, 1987], где стресс-метаморфизм рассматривается как один из способов релаксации напряженного состояния горных пород. Однако имеется принципиальная разница между пониманием того явления, которое названо стресс-метаморфизмом [Лукьянова, Лукьянов, 1987] и метаморфизмом релаксационным. В понятии «стресс-метаморфизм» заложено признание релаксации напряженного состояния горных пород только за счет их структурной перестройки. Однако в ряде работ показано, что при пластической деформации не вся энергия, затраченная на деформацию, релаксируется за счет изменения структуры [Авакумов, 1986; Бриджмен, 1955; Хайнике, 1987; Чередниченко, 1964]. Часть ее задерживается в кристаллической решетке деформируемых минералов, и именно эта часть, как свидетельствуют данные механохимии, релаксируется путем вещественных преобразований и формирования новых энергетически обеспеченных минеральных фаз.

Таким образом, все изложенные выше данные позволяют рассматривать пластическую деформацию в качестве одного из энергетических факторов метаморфизма. Это, в свою очередь, оправдывает выделение такой разновидности структурно-вещественных преобразований как *релаксационный метаморфизм*, при котором существенный, а иногда и решающий вклад в энергетику процесса дает энергия механических процессов, сущность которого состоит в преобразовании вещественного состава горных пород под воздействием энергии механических процессов, в частности пластической деформации. При релаксационном метаморфизме процесс преобразования минеральных фаз (перекристаллизация и кристаллизация новых) в определенных пределах атермичен и направлен на релаксацию сложного напряженного состояния горных пород, вызванного тектоническими причинами [Кожухарова, Леонов, 1988; Leonov, Kozhukharova, 1992; Леонов и др., 1995].

Вполне вероятно, что высказанные предположения можно оспорить, однако при этом нужно будет найти объяснения совокупности закономерностей, которые отражены в следующих характеристиках выделенного типа метаморфизма:

- 1) наличие парагенетической связи между структурными и вещественными преобразованиями горных пород, выраженной в сходстве тектонической ориентировки структурных и минеральных элементов и в пространственной приуроченности явлений метаморфизма к определенным структурным формам;

- 2) неравномерность пространственного распределения метаморфических минеральных парагенезисов, выраженная на различных масштабных уровнях;



**Рис. 2.3.9.** Метаморфические преобразования в кремнисто-терригенных и вулканогенных породах Сугутского блока [Соловьев, 1986]

1, 2 – парасланцы по кремнисто-терригенной толще: 1 – кварц-глинисто-гидрослюдистая субфация, 2 – кварц-хлорит-альбит-мусковитовая субфация; 3–7 – ортосланцы по вулканогенной толще: 3 – альбит-хлорит-эпидот-биотитовая субфация, 4 – альбит-хлоритовая субфация, 5 – туфы диабазовых и базальтовых порфиритов, 6 – реликты диабазовых и базальтовых порфиритов, 7 – тальк-хлорит-карбонатные сланцы и серпентинитовые брекчии; 8 – известняки мраморизованные; 9 – терригенные породы, измененные в стадии ката- и метagenеза; 10 – разрывы.

**Fig. 2.3.9.** Metamorphic transformations in chert-terrigenous and volcanogenic rocks of the Surgut block

(1) quartz-clay-hydromica and (2) quartz-chlorite-albite-muscovite subfacies of paraschists after chert-terrigenous sequence; (3–7) orthoschists after volcanogenic sequence: (3) albite-chlorite-epidote-biotite subfacies, (4) albite-chlorite subfacies, (5) tuffs of diabase and basaltic porphyrites, (6) relicts of diabase and basaltic porphyrites, (7) talk-chlorite-carbonate schists and serpentinite breccias; (8) marmorized limestones; (9) terrigenous rocks altered at the cata- and metagenesis stages; (10) faults

3) различные процентные соотношения первичных (диагенетических, катагенетических) и метаморфических минералов в определенном небольшом объеме горной породы;

4) неравновесность минеральных систем и отдельных метаморфических минералов;

5) наличие прямой коррелятивной связи между пластической (сдвиговой) деформаций и вещественными преобразованиями в их количественном и качественном выражениях;

6) изохимический характер метаморфических преобразований, и их сквозное не связанное со стратификацией толщ распределение;

7) парадоксальный характер явлений метаморфизма: обратная и многоярусная метаморфическая зональность, несоответствие глубины погружения метаморфических образований фациальному уровню метаморфизма, «бескорневой» и «мозаичный» метаморфизм, охватывающий лишь верхние части разреза осадочных толщ, и т.д. (рис. 2.3.9).

Упоминание о релаксационном метаморфизме в контексте рассматриваемых проблем важно в том смысле, что показывает принципиальную возможность локального формирования объемов метаморфических пород, включенных в среду неметаморфизованных пород складчатого основания молодых плит и втуриконтинентальных орогенов. Эти преобразования при тектонической активизации основания многих геоструктур проявляются практически в приповерхностных условиях без дополнительно прогрета или значительного погружения горных масс. Детально эти проблемы рассмотрены в [Кожухарова, Леонов, 1988, Леонов М. и др., 1995; Leonov, Kozhukharova, 1992]. Здесь же отметим лишь, что релаксационный метаморфизм может захватывать также чехольные образования, если они вовлечены в пластическое течение. В этом случае толщи чехла приобретают реологические свойства пород фундамента и деформируются с ним совместно. Это явление имеет и прямое отношение к явлению вертикального аккрецирования гранитно-метаморфического слоя земной коры, которое рассмотрено в коллективных монографиях [Вертикальная..., 2004; Леонов М. и др., 2000] и в сжатой форме в Главе 3.6 этой книги.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.
- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
- Болдырев В.В. О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1982. Вып. 3, № 7. С. 3–8.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Бриджмен П. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 444 с.
- Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 462 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1969. 248 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71–76.
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
- Казакон А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. М.: Наука, 1987. 272 с.
- Кожухарова Е., Леонов М.Г. Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Geol. Balcanica. 1988. Т. 18, № 4. Р. 37–46.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганакской шовной зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 66–69.

- Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С.* Тектоника Южно-Нуратинской линейной зоны (Кызылкумы) // Геотектоника. 1991. № 5. С. 93–106.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г.* Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 19–35.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В.* Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.
- Леонов М.Г.* Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. № 5. С. 45–61.
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 325 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 433).
- Леонов М.Г., Кожухарова Е.* Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М.* Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.* Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Лукьянов А.В.* Методология структурных исследований кристаллических комплексов // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. М.: Наука, 1986. С. 7–8.
- Лукьянов А.В.* Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М., 1987. С. 5–32.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В.* Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч. 2. С. 121–172.
- Минаев В.Е.* Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. АН ТаджССР. 1978. Т. 21, № 9. С. 40–43.
- Молчанов В.И.* Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
- Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л.* Тонкое диспергирование горных пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29–41.
- Молчанов В.И., Юсупов Т.С.* Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
- Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф.* Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // Тез. докл. Всесоюзной школы «Структурный анализ кристаллических комплексов». М.: Наука, 1986. Ч. 1. С. 17–18.
- Паталаха Е.И.* Законы и модель дислокационного процесса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 15–22.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И.* О природе динамометаморфизма мезозоны // Там же. 1986, № 2 (288). С. 3–11.
- Петерс К.* Механо-химические реакции // Тр. Европ. совещ. по измельчению. М.: Стройиздат, 1966. С. 80–93.
- Рутланд Р.У.Р.* Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125–146.
- Соловьев А.Ю.* Геологическое строение и тектонофашии зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102–111.
- Соловьев А.Ю.* Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1990. № 4. С. 45–51.

6) изохимический характер метаморфических преобразований, и их сквозное не связанное со стратификацией толщ распределение;

7) парадоксальный характер явлений метаморфизма: обратная и многоярусная метаморфическая зональность, несоответствие глубины погружения метаморфических образований фациальному уровню метаморфизма, «бескорневой» и «мозаичный» метаморфизм, охватывающий лишь верхние части разреза осадочных толщ, и т.д. (рис. 2.3.9).

Упоминание о релаксационном метаморфизме в контексте рассматриваемых проблем важно в том смысле, что показывает принципиальную возможность локального формирования объемов метаморфических пород, включенных в среду неметаморфизованных пород складчатого основания молодых плит и втуриконинентальных орогенов. Эти преобразования при тектонической активизации основания многих геоструктур проявляются практически в приповерхностных условиях без дополнительно прогрета или значительного погружения горных масс. Детально эти проблемы рассмотрены в [Кожухарова, Леонов, 1988, Леонов М. и др., 1995; Leonov, Kozhukharova, 1992]. Здесь же отметим лишь, что релаксационный метаморфизм может захватывать также чехольные образования, если они вовлечены в пластическое течение. В этом случае толщи чехла приобретают реологические свойства пород фундамента и деформируются с ним совместно. Это явление имеет и прямое отношение к явлению вертикального аккрецирования гранитно-метаморфического слоя земной коры, которое рассмотрено в коллективных монографиях [Вертикальная..., 2004; Леонов М. и др., 2000] и в сжатой форме в Главе 3.6 этой книги.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.
- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
- Болдырев В.В. О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1982. Вып. 3, № 7. С. 3–8.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Бриджмен П. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 444 с.
- Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 462 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1969. 248 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71–76.
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
- Казакон А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. М.: Наука, 1987. 272 с.
- Кожухарова Е., Леонов М.Г. Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Geol. Balcanica. 1988. Т. 18, № 4. Р. 37–46.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганакской шовной зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 66–69.

- Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С.* Тектоника Южно-Нуратинской линейной зоны (Кызылкумы) // Геотектоника. 1991. № 5. С. 93–106.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г.* Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 19–35.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В.* Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.
- Леонов М.Г.* Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. № 5. С. 45–61.
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 325 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 433).
- Леонов М.Г., Кожухарова Е.* Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М.* Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.* Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Лукьянов А.В.* Методология структурных исследований кристаллических комплексов // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. М.: Наука, 1986. С. 7–8.
- Лукьянов А.В.* Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М., 1987. С. 5–32.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В.* Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч. 2. С. 121–172.
- Минаев В.Е.* Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. АН ТаджССР. 1978. Т. 21, № 9. С. 40–43.
- Молчанов В.И.* Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
- Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л.* Тонкое диспергирование горных пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29–41.
- Молчанов В.И., Юсупов Т.С.* Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
- Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф.* Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // Тез. докл. Всесоюзной школы «Структурный анализ кристаллических комплексов». М.: Наука, 1986. Ч. 1. С. 17–18.
- Паталаха Е.И.* Законы и модель дислокационного процесса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 15–22.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И.* О природе динамометаморфизма мезозоны // Там же. 1986, № 2 (288). С. 3–11.
- Петерс К.* Механо-химические реакции // Тр. Европ. совещ. по измельчению. М.: Стройиздат, 1966. С. 80–93.
- Рутланд Р.У.Р.* Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125–146.
- Соловьев А.Ю.* Геологическое строение и тектонофации зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102–111.
- Соловьев А.Ю.* Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1990. № 4. С. 45–51.

- Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 580 с.
- Федоров Г.В.* Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1982. 24 с.
- Флинн Д.* Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49–77.
- Хайнике Г.* Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
- Чередниченко А.И.* Тектонофизические условия минеральных преобразований. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
- Чиков Б.М.* Физико-механические и механо-химические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5–28.
- Шванов В.Н.* Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 214 с.
- Goguel J.* Introduction a l'étude mécanique des déformations de l'écorces terrestres // Mém. Serv. Carte Géol. France. 1948.
- Harker A.* Metamorphism: A study of transformations of rockmasses. L.: Methuen, 1934. Vol. 9. 360 p.
- Leonov M.G., Kozhukharova E.* Relaxation metamorphism as a factor of structural and material transformation of rocks // Krystainicum. 1992. N 21. P. 23–32.

**ДЕФОРМАЦИЯ ГРАНУЛИРОВАННЫХ СРЕД**

Comparative analysis of structure-forming processes in loose glacial deposits and solid metamorphic rocks of the Precambrian suggests a common mechanism of their structural reworking. It was the granular structure of both media that essentially controlled the character of their dislocations under conditions of the 3D-tectonic flow.

В предыдущих разделах неоднократно подчеркивалось, что одной из главных черт структуры кристаллических и складчато-метаморфических пород консолидированной коры является их гранулярная структура. Отмечая это свойство, Г. Штилле [1964] ввел понятие «Lockertektonik» – «тектоника разрыхления» и подчеркнул, что этот тип структурной перестройки – неотъемлемое свойство фундамента платформ и германотипных подвижных зон. В Главах 2.1 и 2.2 было показано, что практически все механизмы структурно-вещественной перестройки горных масс, обеспечивающие их объемную (3D)-подвижность (реидную деформацию), связаны с возникновением дискретной (гранулярной) структуры, и практически все виды горных пород при определенных тектонических условиях подвержены явлению вторичной грануляции. Особенно отчетливо это явление проявлено в таких механизмах, как брекчирование, катаклаз, меланжирование.

Исследование сред, имеющих гранулярную структуру, – одно из приоритетных направлений современной науки [Блехман, 1994; Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994; Гольдин, 2002; Леонов, 1993; Леонов, Эпштейн, 2002; Поляков, 2001; Ревуженко и др., 1997; Эшелби, 1963; Cambell, 1990; Jullien, 1992; Yaeger, Nagel, 1992, 1996; Westgate, 1968; и мн. др.]. Согласно определению [Cambell, 1990], гранулированная среда (granular substance) представляет собой совокупность большого числа дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено флюидом, водой или воздухом. Главный признак гранулированных сред: связность между отдельными твердыми частицами вещества (гранулами) меньше, чем внутренняя связность вещества самих гранул. К гранулированным веществам в геологии относятся, прежде всего, рыхлые сыпучие образования (пески, галечники, гравийные и глыбовые скопления, конгломераты, осадочные и тектонические брекчии). Свойствами гранулированной среды обладают и условно монолитные горные породы, в первую очередь метаморфические [Эшелби, 1963]. Специалисты считают [Yaeger, Nagel, 1992, 1996], что даже совокупность литосферных плит может рассматриваться как гранулированная среда. Изучение дискретных сред проводится также в рамках мезомеханики, определяющей многие законы поведения геологических объектов [Гольдин, 2002].

Гранулированные среды представляют собой как бы четвертое состояние вещества, и их физические свойства отличаются от свойств и поведения твердых тел, жидкостей и газов. В некоторых аспектах они изучены весьма детально, и показано [Yaeger, Nagel, 1992, 1996], что они обладают специфическими физическими свойствами в том, что касается процессов деформации

ции, электропроводности, прохождения акустических волн. Физика гранулированных сред находит отражение в седиментологии, структурной геологии, тектонике, гляциотектонике, сейсмологии [Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994; Леонов М., Эпштейн, 2002; Леонов М. и др., 1995; Поляков, 2001; Ревуженко и др., 1997; Yaeger, Nagel, 1992, 1996]. Механика гранулированных сред убедительно объясняет такие геологические феномены, как обратная градационная слоистость, отмечаемая во флишевых отложениях и в селевых потоках, дает информацию о передаче напряжений в зернистых горных породах, раскрывает закономерности образования дискретно-кольцевых структур, проявлений сейсмичности и пр.

В интересующем нас аспекте нужно подчеркнуть некоторые положения, связанные с физикой гранулированных сред, которые вытекают из цитированной выше литературы и натуральных наблюдений. Характерной чертой дискретной гранулированной среды является относительное вращение и перекатывание (т.е. перемещение в пространстве) зерен, что приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций и способствует существенному снижению эффективного угла трения. Это может быть интерпретировано как проявление сверхпластичности. В дискретных (гранулированных) средах особенно сильно выражен механизм дилатансионной переупаковки (увеличения объема) породной массы, сопровождающей процесс пластического (катакластического) течения. Особые пластические состояния возникают на дискретных поверхностях скольжения. Это объясняет появление множественных поверхностей скольжения (кливаж, сланцеватость, возникновение «слайс-структур») и «субпослойную» неоднородность тектонического течения. Увеличение скорости сдвига напрямую связано со степенью разрыхления материала в зоне течения.

Дилатансия способствует уменьшению трения между частицами, облегчает их относительное проскальзывание и приводит к увеличению объема горных пород. Последнее явление служит добавочным стимулом для интенсификации перемещения и внедрения разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты.

Особенностью гранулированных сред является [Cambell, 1990; Yaeger, Nagel, 1996] независимость их свойств от обычной (измеряемой градусником) температуры и наличие собственной, так называемой «гранулярной температуры», которая дает существенный вклад в повышение тепловой энергии молекул вещества гранул и вмещающего флюида. Установлено также [Cambell, 1990; Yaeger, Nagel, 1996], что в гранулированных средах давление на глубине – величина случайная и зависит не столько от веса вышележащих пород, сколько от системы и плотности упаковки частиц. Можно только догадываться, какие важные следствия для метаморфической геологии влекут за собой эти свойства. Нельзя не отметить и тот факт, что физика гранулированных сред – ярчайший пример проявления нелинейных процессов. Что касается структурной геологии, то «способность геоматериалов к локализации сдвиговой деформации... имеет фундаментальное значение как модель... проявления общих закономерностей поведения нелинейных систем: возникновение бифуркаций, временных и

пространственных структур, катастроф и т.п.» [Ревуженко и др., 1997, с. 37].

Одним из свойств гранулированных сред в процессе их объемного перемещения (которое во многом сходно с процессом течения жидких тел) является то, что они могут не приобретать структурного выражения этого течения. Приведем пример: пересыпем некоторое количество песка из одного объема в другой – песок течет, как жидкость, а его объем в целом испытывает деформацию, но в новом объеме не возникает видимых структур, отражающих процесс деформации (см. рис. 2.2.8, см. вклейку).

Та же ситуация складывается при тектоническом течении горных пород, таких как пески, гравийные и галечные несцементированные отложения, а также при деформации условно твердых мономиктовых пород, таких, к примеру, как известняки, мраморы, песчаники, кварциты и др. Если порода, в которой зерна (гранулы) имеют возможность дифференциального перемещения, однородна и не содержит посторонних примесей, то в ней не окажется и следов деформации.

Чистые мономиктовые породы (песчаники, кварциты) характерны для платформенных отложений, и мы привыкли к тому, что в породах чехла платформ деформации тектонического течения отсутствуют или, по крайней мере, чрезвычайно редки. Возникает вопрос, действительно ли мы имеем дело с недеформированными породами, или просто не видим деформацию в силу отсутствия реперов, фиксирующих перемещение (течение) вещества. Но если в породе присутствуют посторонние примеси или происходит их выделение и концентрация в процессе деформации (например механическая или метаморфическая дифференциация и сегрегация вещества), то могут возникать некие маркеры, отражающие само наличие деформации и рисунок возникших структурных форм. Подобные маркеры были обнаружены нами при изучении протоплатформенных образований Карельского массива (Балтийский щит) [Леонов М., 1997; Леонов и др., 1995] и четвертичных гляциодислокаций на территории Восточно-Европейской платформы [Леонов М., Эпштейн, 2002].

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Основной лейтмотив изложенного ранее материала – обоснование значимости объемной деформации в процессе формирования тектонической структуры консолидированной части земной коры и обоснование реальности объемной подвижности горных масс кристаллического и складчато-метаморфического основания различных геоструктур. Был приведен и большой объем фактического материала, в частности касающегося постумной тектоники гранитных массивов, который был истолкован с позиций механики гранулированных сред. Равным образом были рассмотрены примеры меланжирования горных пород, хрупкого катаклаза, динамической рекристаллизации и пр. Но для более полного понимания структурного поведения горных пород, связанного с их дискретным внутренним строением, рассмотрим геологию еще нескольких объектов.

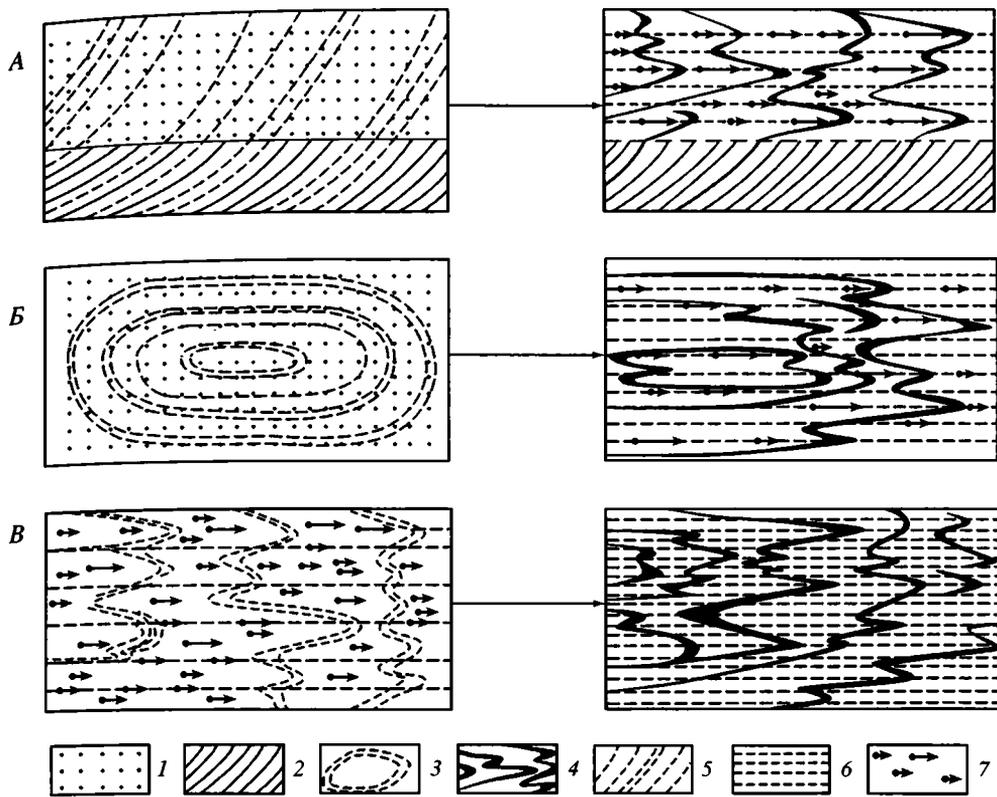
## Внутрислоевая деформация кварцито-песчаников шокшинской и сегозерской свит Карельского массива

В строении нижнепротерозойского проточехольного комплекса Карельского массива, геология которого детально рассмотрена в Главе 1.4, принимают участие пласты и горизонты мономиктовых кварцито-песчаников с очень незначительной примесью глинистых частиц и иных включений. Иногда это чисто белые кварциты (сегозерская серия), иногда красноцветные (шокшинская свита). Красная окраска обусловлена окислами железа, пленка которых обволакивает обломочные зерна. Изменение первичной структуры пород в отдельных пластах и горизонтах шокшинской свиты были зафиксированы давно. Структурно-вещественные преобразования, связанные с дифференциальным скольжением, согласно данным предшественников [Копелиович, Симанович, 1963, 1966] и нашим наблюдениям [Леонов М. и др., 1995], выражены в появлении ориентированных удлиненных зерен кварца, их растворении, грануляции и перекристаллизации, в возникновении новых метаморфических минералов и перекристаллизации первичных. Элементы ориентированной структуры и текстуры на зерновом уровне сами по себе не могут служить доказательством объемного течения, однако существование подобных структур и текстур наталкивало на мысль, что они могут отражать его существование. Необходимо было лишь обнаружить реперы, фиксирующие реальное перемещение вещества в пространстве.

Изучение шокшинских и сегозерских отложений показало, что одним из следствий вещественной трансформации пород является сепарация окислов железа (гематит ?), вторичное перераспределение и концентрация которых фиксирует относительное перемещение гранул (зерен, структурно обособленных микрообъемов породы) и процесс тектонического течения в целом. Детальное описание структур и их интерпретация даны в [Леонов М., 1997; Леонов М. и др., 1995]. Здесь мы изложим лишь обобщенные данные, соответствующие рассматриваемому аспекту.

Выделено три способа формирования структур пластического течения, фиксируемые вторичными выделениями окислов железа (рис. 2.4.1).

А. Процесс начинается с образования кливажных сколов, косо ориентированных по отношению к напластованию пород. Иногда он зарождается по направлению косо седиментационной слоистости, а отдельные кливажные сколы проникают в вышележащие слои – формируется вторичная (структурная) «косая слоистость». Процесс сопровождается общим осветлением породы за счет перераспределения окислов железа и их концентрации вдоль трещин скалывания. Возникает система яркоокрашенных ожелезненных зон, косо пересекающих пласты кварцито-песчаников. При возникновении внутрислоевого и субслоистого объемного течения элементарные объемы вещества (зерна, агрегаты зерен, скопления окислов железа) испытывают дифференциальное смещение, вследствие чего первично субпараллельные полосы окислов железа изменяют первоначальную форму, образуя изгибы и приобретая форму складок продольного течения. На последующих стадиях процесс осложняется формированием послойного кливажа (сланцеватости), который сечет складки и изгибы и смещает границы слойков, еще более подчеркивая латеральное перемещение отдельных доменов и вещества в целом. Границы слойков и полосок становятся неровными, зубчатыми,



**Рис. 2.4.1.** Механизмы возникновения структурно-вещественной полосчатости, фиксирующей объемное течение вещества в кварцито-песчаниках шокшинской и сегозерской свит

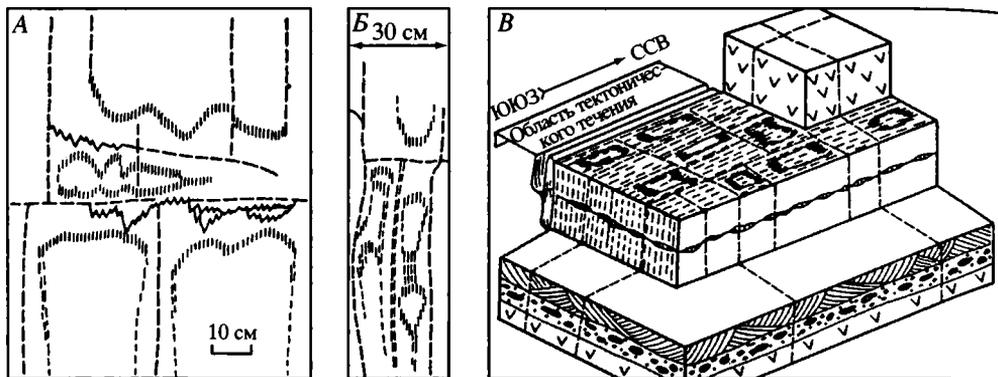
1 – кварцито-песчаники; 2 – косая слоистость; 3 – кольца Лизиганга и выделение окислов железа; 4 – структурная полосчатость, черное – объемы, обогащенные окислами железа; 5 – кливажные поверхности (секущие); 6 – субслойный кливаж; 7 – элементарная амплитуда смещения зерен и микрообъемов в кварцито-песчаниках

**Fig. 2.4.1.** Structural-compositional banding in quartzitic sandstones of the Shoksha and Segozero formations as a result of 3-D tectonic flow

(1) quartzitic sand-stones; (2) cross-bedding; (3) Liesegang rings and Fe-oxide exhalites; (4) structural banding and rock volumes enriched in Fe-oxides (black); (5) cleavage planes (crosscutting); (6) lit-par-lit cleavage; (7) elementary displacement amplitude of grains and microlithons in quartzitic sandstones

напомяная стилолиты. На границе кварцевых зерен наблюдаются структуры растворения и микростилолитовые швы. На границах слоев, в которых проявилось тектоническое течение, фиксируются послынные срывы и преломление железненных полосок.

Б. Процесс пластического течения накладывает на первичные диагенетические образования типа колец Лизиганга. Этот тип течения представлен в кварцито-песчаниках шокшинской свиты (рис. 2.4.2, см. вклейку; 2.4.3, см. вклейку) и особенно четко в породах сегозерской серии на юго-западном побережье одноименного озера (рис. 2.4.4). Породы здесь залегают под углом 10–15° к горизонту. Нижние горизонты обнаженной части разреза представле-



**Рис. 2.4.4.** Деформация колец Лизиганга в кварцитах сегозерской серии

Объяснения в тексте

**Fig. 2.4.4.** Deformation of Liesegang rings in quartzites of the Segozero Group

See explanation in the text

ны пластами диабазов и залегающих выше пестроцветных кварцито-песчаников с хорошо выраженными седиментационными структурами и текстурами. Диабазы и пестроцветные песчаники в наблюдаемом интервале нарушены серией вертикальных трещин, которые разбивают породы на ортогональные блоки размером 1–3; 1,5–5 м. Трещины зияющие, что свидетельствует об их возникновении после образования всей колонны осадков и их полной литификации. Генетически – это преимущественно трещины отрыва, но встречаются и трещины скола.

В залегающей выше пачке белых кварцитов сеть трещин более частая и выкальываемые блоки имеют форму прямоугольных параллелепипедов с длинной стороной, ориентированной в направлении юг-юго-запад – север-северо-восток. Субширотные трещины ассоциируют со стилолитовыми швами нескольких поколений с длиной зубцов до 10–15 см. Парагенез стилолитовых швов и субширотных трещин отрыва, переход по простиранию трещин отрыва (растяжения) в структуры сжатия (стилолиты) указывают на неоднородную деформацию кварцито-песчаников.

В белых кварцито-песчаниках фиксируются множественные микрокливажные деформации с толщиной микролитонов 0,1–3 мм. Объемы пород между кливажными поверхностями деформированы пластически: зерна кварца имеют линзовидную форму, гранулированы и перекристаллизованы; отмечены агрегаты с волнистым погасанием и бластопсаммитовой структурой; возникшая сланцеватость подчеркивается субпараллельным расположением чешуек серицита и мусковита.

Процесс хрупко-пластической деформации наложен на сформированные ранее диагенетические образования типа колец Лизиганга, возникшие за счет выделения окислов железа (гематит?). Эти диагенетические структуры сформированы, вероятно, в результате динамической разгрузки внутри каждого из блоков при возникновении системы трещин растяжения и до деформации хрупко-пластического течения. Об этом свидетельствует соот-

ветствие размеров и формы «колец» таковым выколотых блоков. Но нельзя исключить и того, что отгонка окислов железа происходила и в процессе деформации. Железистое вещество образует тонкие лентообразные выделения там, где они параллельны границам блоков, расположены вдоль кливажных поверхностей и соответствующей им сланцеватости. Там же, где фрагменты колец ориентированы вкрест простирания кливажа и сланцеватости, ширина лент увеличивается, полосы приобретают зубчато-волнистый облик, соответствующий расположению кливажных поверхностей и микросколов. Поперечные участки полос изогнуты и образуют неровный зигзагообразный рисунок, отвечающий амплитудам смещения по каждой из микрокливажных плоскостей (см. рис. 2.4.4).

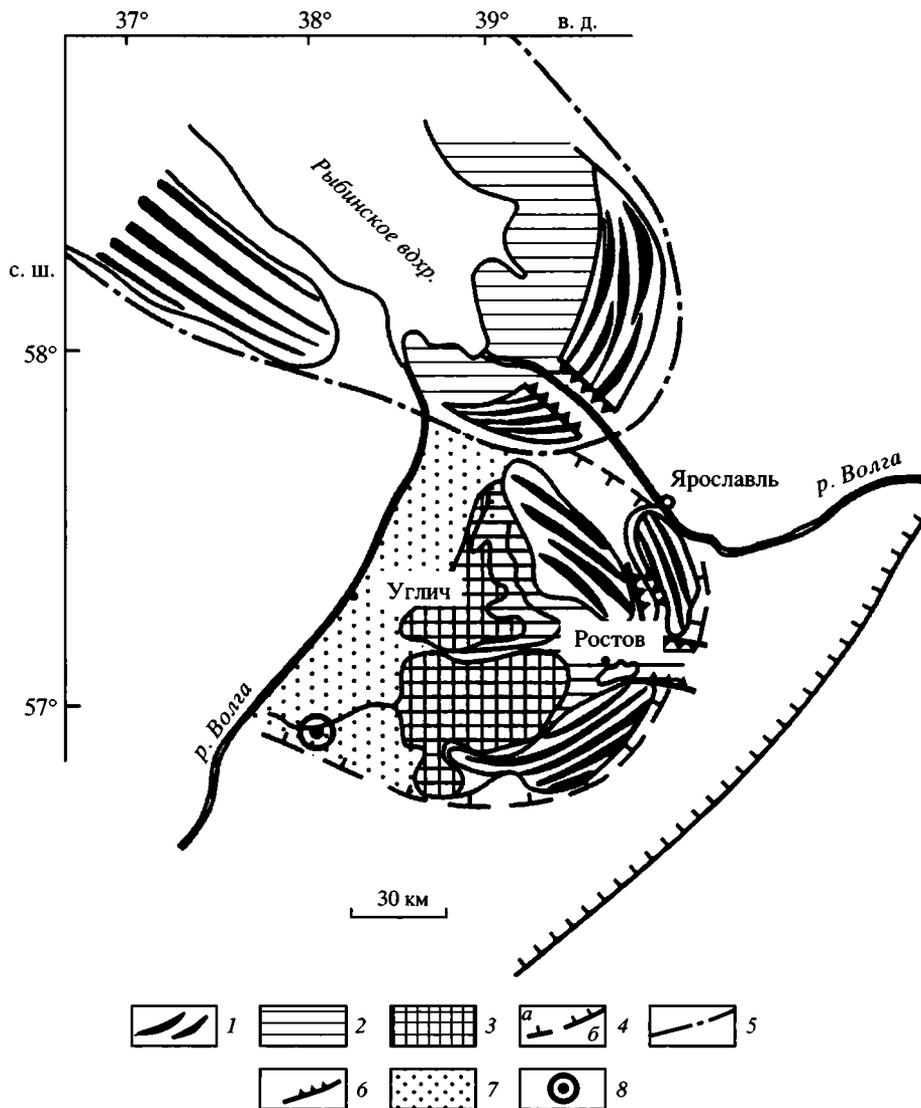
Итак, можно видеть, что микроструктурные данные указывают на возможность тектонического течения, а его реальное существование устанавливается по смещению микрообъемов гематита в соответствии с амплитудой перемещения в каждой конкретной точке деформируемого тела. Тектоническое течение кварцито-песчаников неоднородно, что приводит к формированию сложного, изогнутого, петлеобразного рисунка первично шарообразных диагенетических выделений. Процесс тектонического течения осуществляется за счет дифференциального движения микрообъемов вещества в пределах отдельных слоев и горизонтов, приводит к замене первичных осадочных структур и текстур новой структурно-метаморфической полосчатостью, к выносу и перераспределению примесей железа и общему осветлению породы.

В. Этот способ предполагает одновременное возникновение полосчатости, внутрислойной деформации и их генетическое единство. В процессе течения происходит механическая и метаморфическая дифференциация вещества с отгонкой окислов железа и одновременным оформлением «складок послойного течения». Представляется вероятным, что третий механизм формирования структур описываемого типа присутствует в качестве составляющей первых двух разновидностей процесса.

Таким образом, кварцито-песчаники шокшинских и сегозерских отложений испытали внутрислойное тектоническое течение. Деформация пород зафиксирована комплексом структурных признаков, а реальное перемещение – изменением взаимного расположения гематитовых выделений. Элементарная амплитуда течения (но не амплитуда перемещения всей массы пород) определяется относительным смещением соседствующих точек. Наблюдаемый характер выделения окислов железа и форма структурного рисунка свидетельствуют о том, что течение горных пород в данном случае осуществлялось в виде гранулированной среды, где каждый элементарный объем (гранула) испытал перемещение, относительно независимое от соседствующих объемов.

### **Внутрислойная деформация ледниковых отложений Ярославского Поволжья**

Проблемы гляциотектоники, несмотря на длительную историю их изучения, до сих пор вызывают живой интерес исследователей и содержат ряд спорных или нерешенных вопросов [Лаврушин, 1976; Левков, 1980; Aber, 1985; Boulton, 1972, 1979; и мн. др.], вплоть до практически полного отрицания существования этого типа дислокаций [Чувардинский, 1998]. Одним из таких вопросов является вопрос о механизмах формирования структурных

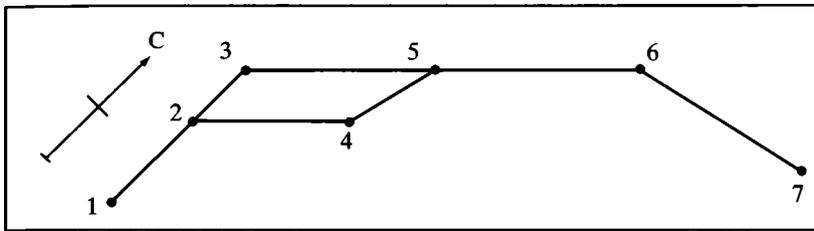
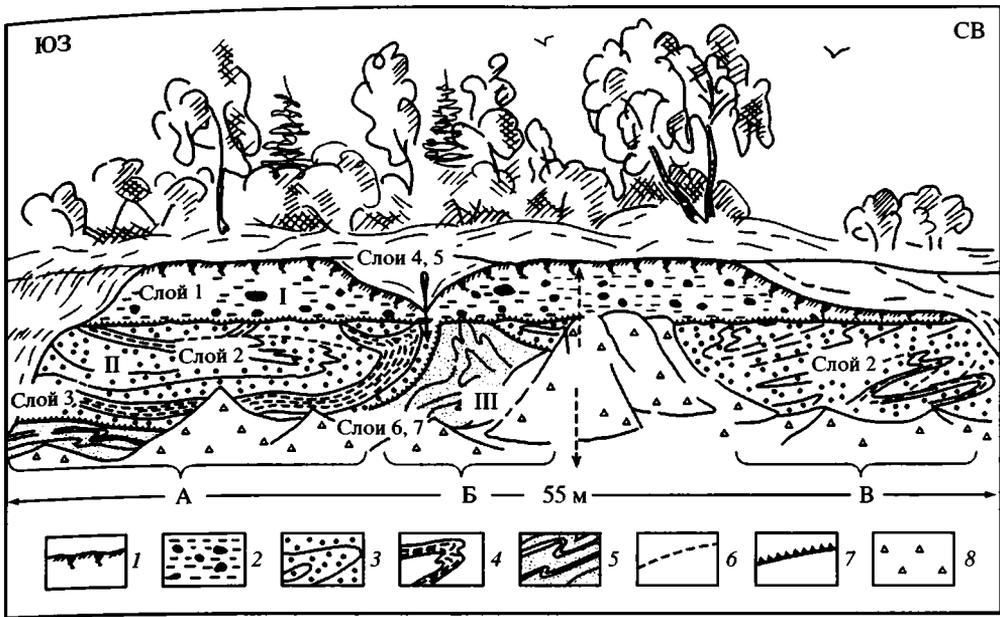


**Рис. 2.4.5.** Фрагмент гляциодинамической схемы позднечетвертичных оледенений Ярославского Поволжья (по [Проблемы..., 2001])

1 – конечные морены; 2 – гляциодепрессии; 3 – лопасть калининского оледенения (чешуйчатые морены, гляциопротрузии и пр.); 4 – границы калининского оледенения: а – лопастная стадия деградации, б – максимальная стадия; 5 – лопастная стадия осташковского оледенения; 6 – долины прорыва талых ледниковых вод; 7 – отложения флювиогляциальных потоков; 8 – местонахождение бородулинских гляциодислокаций

**Fig. 2.4.5.** A fragment of glaciodynamic scheme of the Late Quaternary glaciation in the Yaroslavl area, Volga river basin

(1) end moraines; (2) glacial depressions; (3) a lobe of the Kalinin glaciation (scalloped moraines, glacial protrusions, etc.); (4) boundaries of the Kalinin glaciation delineating (a) the lobe degradation stage and (b) stage of glaciation maximum; (5) lobe stage of the Ostashkov glaciation; (6) valleys of thaw-water inrush; (7) fluvio-glacial deposits; (8) locality of the Borodulino glacial dislocations



**Рис. 2.4.6.** Общий вид Бородулинского карьера. Внизу – схема пространственной ориентировки разрезов на рис. 2.4.7; 2.4.8; 2.4.9

1 – почвенный покров; 2 – верхний структурный этаж: верхняя «коричневая» морена (слой 1); 3, 4 – средний структурный этаж: 3 – флювиогляциальные пески (слои 2, 4, 5), 4 – нижняя «красная» морена (слой 3) и пропластки глинистого материала во флювиогляциальных песках; 5 – нижний структурный этаж: мел-палеогеновые (?) пески и алевроиты (слои 6, 7); 6 – основные разрывные нарушения; 7 – границы структурных этажей; 8 – осыпь; I, II, III – структурные этажи. А, Б, В – участки детальных зарисовок на рис. 2.4.7; 2.4.8; 2.4.9

**Fig. 2.4.6.** General view of the Borodulino quarry (spatial orientation of sections illustrated in Figs. 1.4.7, 1.4.8, 1.4.9. is shown in lower scheme)

(1) soil; (2) Upper «brown» moraine (Bed 1) of the upper structural stage; (3) fluviglacial sands (Beds 2, 4, 5) and (4) lower «red» moraine (Bed 3) and clay interlayers in fluviglacial sands of the middle structural stage; (5) Cretaceous–Paleogene (?) sands and aleurites (Beds 6, 7) of the lower structural stage; (6) main faults; (7) boundaries of structural stages; (8) talus; (I, II, III) sampling points in structural stages; (A, B, B) areas sketched in Figs. 2.4.7, 2.4.8, 2.4.9

форм, и если общие условия деформирования горных пород, вызванных воздействием ледников, отражены в литературе достаточно полно (например, [Лаврушин, 1976; Лаврушин, Чугунный, 1982; Левков, 1980; Boulton, 1972]), то в понимании конкретных механизмов деформации остается много неясного, и в этом плане нахождение и описание новых природных объектов представляет значительный интерес.

Дислокации четвертичных отложений, расположенные в непосредственной близости от д. Бородулино (Калязинский район Тверской области) (рис. 2.4.5; 2.4.6), вскрыты карьерными работами и описаны совсем недавно [Леонов М., Эпштейн, 2002]. Дальнейшее изложение основано именно на этой публикации. Их значение не ограничивается, однако, лишь «новизной» местонахождения (хотя это и важный момент) – они содержат информацию, существенную для понимания некоторых аспектов общего процесса образования тектонических структур, в том числе и в аспекте тектоники гранулированных сред.

### *Строение разреза и состав отложений*

Разрез четвертичных отложений обнажен в стенке временного карьера высотой 8–9 м и протяженностью около 55 м, вскрывшего 12–15-метровую вторую надпойменную террасу р. Жабня (правый приток р. Волги). Карьер расположен на правом берегу реки, приблизительно в 100 м от ее русла (см. рис. 2.4.6). Вскрытые отложения представлены пятью литостратиграфическими комплексами. Сверху вниз: слой 1 – верхняя морена (московский ? возраст); слой 2 – межморенные флювиогляциальные пески (микулинский ? возраст); слой 3 – красная нижняя морена (средне-раннечетвертичный ? возраст); слои 4, 5 – подморенные пески, алевриты и глины (средне-раннечетвертичный ? возраст); слои 6, 7 – дочетвертичный чехол (пески и алевриты предположительно палеоген-позднемиоценового возраста). Литостратиграфические комплексы, в свою очередь, объединены в три этажа с резко различной внутренней структурой, разделенные поверхностями структурной дисгармонии и (или) угловых несогласий. Описание объекта будет приведено в соответствии с разделением на структурные этажи.

**Верхний структурный этаж.** Верхний этаж соответствует слою 1, который образует пластообразное тело видимой мощностью 4–4,5 м (см. рис. 2.4.6, слой 1).

Слой 1. Пласт темных коричневато-серых (во влажном состоянии) или темно-коричневых (в сухом виде) песчано-алевритистых глин (матрикс) с включенным в эту основную глинистую массу разноразмерным грубообломочным материалом.

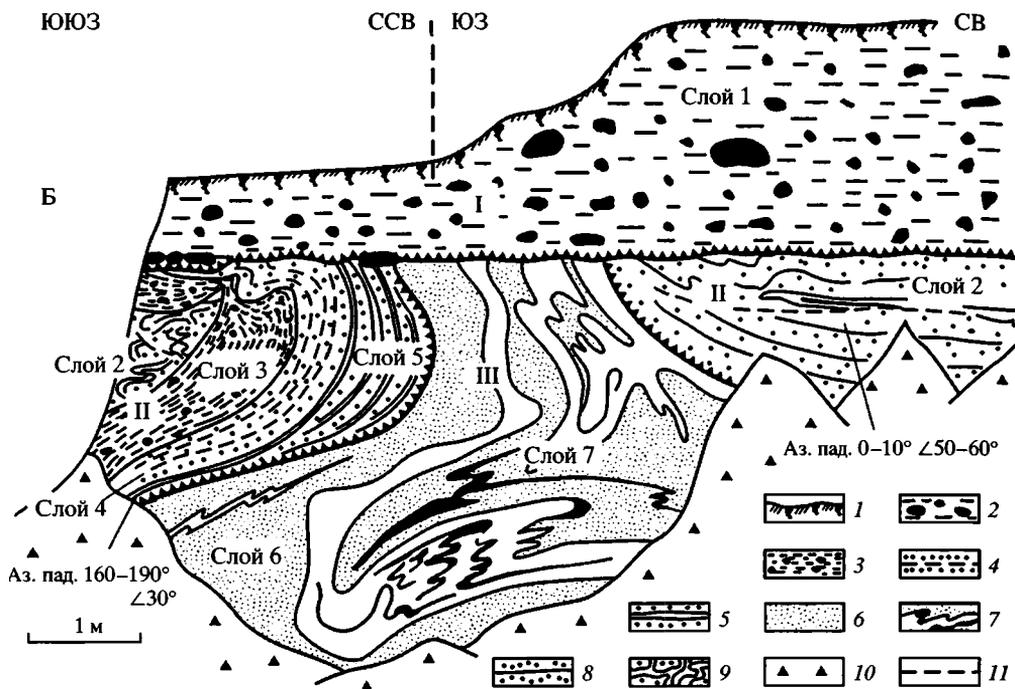
Матрикс представлен относительно гомогенными очень плотными глинами, содержащими то или иное количество примеси частиц песчаной и алевритовой размерности. Глинистый матрикс имеет неясно и неравномерно проявленное полосчатое строение, обусловленное нерегулярным присутствием линзочек и прослоек супесей и песков различной гранулометрии, вплоть до грубозернистых, а также содержит немногочисленные изометричные и лентовидные включения рыхлых осадков мощностью от сантиметра до полутора метров и протяженностью до 2–4 м. Эти включения сложены горизонтально слоистыми буровато-серыми мелкозернистыми глинистыми песками, зеленовато-серыми и желтыми опесчаненными глинами, а также красными валунными глинами, которые могут являться отторженцами расположенного ниже слоя 3. Некоторые включения-отторженцы образуют цепочки типа будин, расположенные субпараллельно подошве слоя.

Включения представлены большим количеством грубообломочного материала, неравномерно рассеянного внутри основной массы. Преобладают

обломки до 5–7 см в поперечнике, хотя отдельные валуны достигают 0,5–0,7 м. Длинные оси обломков имеют предпочтительную ориентировку 10–40° (из 74 удлинённых обломков длинные оси 59 ориентированы в секторе 350–50°). Среди грубообломочного материала количественно преобладают наиболее мелкие фракции. В представительной пробе (416 штук), которая включает все частицы размером 1–10 см, выделенные при дезинтеграции ограниченного объема породы, обломки размером 1–2,5 см составляют 81%. Почти половина обломочного материала пробы (49%) имеет отдельные совершенно необработанные (первичные) участки поверхности (колющий угол, режущее ребро) и, согласно уточненной 5-балльной шкале [Эпштейн, 1995], относятся к нулевому классу (баллу) окатанности. Средний балл окатанности обломков не превышает 1,0, преимущественно составляя 0,79 (в количественно доминирующей фракции 1–2,5 см данный показатель равен 0,75). В изученной пробе 56% обломков имеют одну, редко две или три плоские стесанные грани; на поверхности 19% обломков фиксируется ледниковая штриховка. Валуну преимущественно уплощенной формы со сглаженными ребрами и плоско-выпуклыми гранями. Их длинные оси субгоризонтальны и субпараллельны друг другу.

Среди включений доминируют светлые, обычно зернистые известняки (68%); заметная роль принадлежит терригенным (6%) породам; кремни, гранитоиды, гранито-гнейсы и кварциты составляют 5%; в несколько меньших количествах (3,5–4,0%) присутствуют кварц и габбро-диабазы. Встречаются (десятые доли процента) мраморизованные известняки, метаосадочные породы, амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы, липариты, андезиты, сиениты, кристаллические сланцы и фрагменты ростров белемнитов. Грубообломочный материал обычно подвержен сильному выветриванию и разложению, в связи с чем многие обломки пород (особенно кристаллических) почти полностью изменены и дезинтегрированы.

Подошва слоя субгоризонтальная со слабым наклоном (2–5°) в северных румбах. В целом она прямолинейна и резко несогласно (до 90°) срезает все нижележащие слои и структуры. При этом нижняя поверхность осложнена мелкими неровностями, имеющими пологоволнистый характер. Длина «волн» 10–50 см, высота до 3–5 см. Отмечены и более резко выраженные неровности: мелкие (первые сантиметры) выступы и «заливы», а также достаточно крупные (до 20–30 см по вертикали) выступы и вмятины. Обращенная на юг сторона выпуклостей обычно более крутая, чем северная. У подошвы слоя, на контакте с подстилающими осадками, наблюдается концентрация валунов, создающая подобие каменной отмостки. Значительная часть валунов приурочена к внешней крутой южной стороне выступов подошвы слоя. Некоторые валуны значительно вдавлены в нижележащие отложения. Имея в целом эрозионный характер, подошва слоя обнаруживает и ряд признаков тектонического срыва и вторичного – надвигового перемещения. Об этом свидетельствуют выраженные в рельефе подошвы (и в зеркальном отражении – в рельефе кровли подстилающих пластов) волнообразные борозды с острыми или округлыми гребнями и отчетливо выраженными зеркалами скольжения на их поверхности. Ориентировка осей этих гребней и штриховки на зеркалах скольжения от 330–340° до 10–30°, угол падения до 5° в соответствии с общим положением подошвы слоя.



**Рис. 2.4.8.** Характер внутреннего строения и взаимоотношение структурных этажей в центральной части Бородулинского карьера. Профиль по линии 3–5–6 (см. рис. 2.4.6)

1 – почвенный покров; 2 – верхняя «коричневая» морена; 3 – нижняя «красная» морена; 4–9 – разнородные песчано-алевритовые отложения (описание в тексте); 10 – осыпи; 11 – разрывы; толстая зубчатая линия – граница структурных этажей; структурные этажи: I – верхний, II – средний, III – нижний

**Fig. 2.4.8.** Inner structure and interrelations of structural stages in central part of the Borodulino quarry; profile lines 5–5 (left segment) and 5–6 (right segment) are shown in Fig. 2.4.6

(1) soil; (2) «brown» upper moraine; (3) «red» lower moraine; (4–9) diverse sand-silty deposits described in the text; (10) talus; (11) faults; thick serrate lines denote boundaries between upper (I), middle (II) and lower (III) structural stages

Все перечисленные признаки: характер строения толщи (наличие матрикса и включений, относительная бесструктурность основной массы); взаимоотношение матрикса и включений (пудинговый облик породы); состав и характер обломочного материала (наличие экзотических отторженцев пород различного состава, генезиса и переотложенных остатков ископаемой фауны, слабая сортировка, специфическая сглаженность валунов и наличие штриховки на их поверхностях) позволяют уверенно отнести отложения слоя 1 к категории микститов ледникового генезиса [Леонов, 1981], а точнее (по классификации [Лаврушин, 1976]) – к категории монолитных основных морен. Морена предположительно имеет московский возраст.

**Средний структурный этаж.** Второй сверху (средний) структурный этаж включает в себя слои 2, 3, 4, 5 (см. рис. 2.4.6; рис. 2.4.7, см. вклейку; 2.4.8).

**Слой 2.** Пласт (1 м) тонко- и неяснослоистых серых, желтовато-серых, ржаво-коричневых и розовато-красных слабо слюдистых ожелезненных

песков с прослойками кирпично-красных глин и алевритов. Толщина слоев 0,5–5 см. Горизонт расслаивается пропластком (3–7 см) красных песков. Пески среднесортированные, преимущественно мелко- и среднезернистые. Слоистость от тонкой до крупной. Она создается чередованием слоев, разных по структуре, зернистости и степени ожелезненности. В среднезернистых песках много крупнопесчаных и мелкогравийных зерен. В центральной части обнажения непосредственно у подошвы верхней морены (слой 1) наблюдаются отдельные удлиненные будины (от 10–30 до 20–120 см) пестрых плохо сортированных мелко-, средне- и крупнозернистых гравийников, состоящих из угловатых обломков пород, сходных по составу с обломками, содержащимися в слое 1. По характеру строения и особенностям взаимоотношений с перекрывающими и подстилающими образованиями (см. ниже) этот пласт можно отнести к межморенным флювиогляциальным отложениям микулинского времени.

Слой 3. Пласт (около 1 м) ярко-красных (во влажном состоянии) или буровато-красных (в сухом состоянии) глин (матрикс) и рассеянных в них разнообразных по размеру включений. Глины матрикса неяснослоистые, со слабо выраженной плитчатой и скорлуповато-линзовидной отдельностью. В основной массе многочисленные удлиненно-линзовидные отторженцы подстилающих отложений: песков, алевритов и глин. Включения глин иногда сложно перемяты и образуют с красным глинистым матриксом своеобразную смесь, в которой с трудом распознаются первично обособленные фрагменты. Наблюдается кровельная зонка опесчанивания (10–15 см), имеющая разное выражение в различных частях обнажения. В южной части выхода нижняя граница зонки отчетливо выражена и подчеркнута тонкими (менее 1 см) удлиненными песчаными линзочками. Желто-серые пески, слагающие эти линзы, аналогичны вышележащим пескам слоя 2. В северной части обнажения слой 3 обрамлен сверху деформированной зонкой (2–5 см) красной однородной песчано-глинистой смеси.

Грубообломочный материал неравномерно распределен в глинистом матриксе, что создает пудинговый облик породы. В очень небольшой и достаточно случайной выборке обломков (29 штук) размером 0,5–1,5 см преобладают обломки с нулевой окатанностью (62%); средняя окатанность частиц 0,8 балла. Часть обломков имеет шлифованные притертые грани, покрытые ледниковой штриховкой. В составе обломков этой выборки преобладают светлые карбонатные породы (48%), однако, в отличие от верхней коричневой морены (слой 1), здесь наряду с белыми известняками широко (50% от общего количества карбонатных обломков) представлены отторженцы белого писчего мела. В составе обломков отмечены также разнообразные гранитоиды, кварц, габбро-диабазы, алевролиты и мраморизованные известняки. Встречены отдельные обломки габбро-амфиболитов и метаморфических сланцев.

Верхний контакт слоя 3 с вышележащими отложениями субсогласный, хотя и наблюдается некоторая дисгармония его внутренней структуры со структурой слоя 2. Нижний контакт на основном протяжении обнаженного участка также субсогласный, но в юго-восточной части карьера наблюдается резкое срезание складчатой структуры подстилающих слоев (см. рис. 2.4.7; 2.4.8) и несогласное залегание слоя 3.

Породы слоя 3, как видно из описания, обнаруживают признаки монолитных и чешуйчатых основных морен [Лаврушин, 1976] и по положению могут соответствовать средне-раннечетвертичному возрастному интервалу.

Слой 4. Пласт (30 см) четко- и тонкослоистых пестроцветных песков, алевроитов и глин. Пески светло-желтые, розовато-красные, зеленовато-серые, глины – кирпично-красные. Слоистость параллельная, очень тонкая. Толщина слоев 0,5–3 см. Все кластические разности содержат то или иное количество глинистой примеси. Граница с подстилающим слоем 5 резкая, четкая, субпараллельная внутренней слоистости.

Слой 5. Пласт (до 1 м) чередующихся параллельных слоев мелко- и тонкозернистого песка с различной степенью ожелезнения, что создает тонкополосчатую окраску породы. Толщина слоев 0,1–2, реже 3–5 см. Принадлежность этого пласта к среднему или нижнему комплексу не ясна, и определить ее на основании данных лишь по описываемому обнажению затруднительно. По литологическим особенностям слой 5 более сходен с породами среднего комплекса (ярко выраженная пестроцветность, наличие краснокирпичных глин, разнозернистость); по структурной позиции, поскольку пласт глин слоя 3 срезает различные подстилающие горизонты (в том числе, вероятно, и слоя 5), он может быть отнесен к нижнему комплексу. Во всяком случае, его можно рассматривать как некоторое переходное в структурном и литологическом смысле образование, но вопрос остается открытым.

Отложения слоев 4, 5 могут быть отнесены к подморенным флювиогляциальным образованиям средне-раннечетвертичного (?) возраста.

**Н и ж н и й с т р у к т у р н ы й э т а ж.** Нижний этаж (слои 6, 7) выделяется по более светлой окраске, относительной гомогенности и тонкозернистости пород, резко дисгармоничному относительно вышележащих слоев внутреннему структурному рисунку и переменчивой мощности пластов (см. рис. 2.4.6; 2.4.8).

Слой 6. Пласт (0,3–1 м) светло-розовых и белых песков, кварцевых, неяснополосчатых, тонкозернистых, относительно гомогенных и не содержащих глинистой примеси. Характерна небольшая примесь светлой слюды. Полосчатость субпараллельная, но наблюдается косое замещение и местами срезание розовых и белых слоев.

Слой 7. Пачка чередующихся мелкозернистых неяснослоистых розовых и бело-розовых песков типа слоя 6 и чисто белых и желтовато-белых кварцевых песков с пропластками кирпично-красных глинистых песков. Присутствуют пакеты (мощностью в первые десятки сантиметров) тонкого (1–3 см) переслаивания желто-коричневых и буровато-коричневых глин, светлых песков и алевроитов.

В юго-восточной части обнажения слои 6, 7, вероятно, срезаны слоем 3, и на уровень его нижней границы выведены в результате складчатых деформаций более нижние (?) горизонты разреза, представленные (см. рис. 2.4.7, см. вклейку; 2.4.8, 2.4.9, А-2) переслаиванием белых и розовых кварцевых песков и темно-серых и темных зеленовато-серых глин.

По положению в разрезе под несогласно залегающими флювиогляциальными и моренными отложениями, по особенностям состава и строения (преимущественно чистый кварцевый состав, гомогенность, наличие серых и зеленовато-серых глин, резко дисгармоничная внутренняя структура и

специфика структурных форм) нижний комплекс резко отличен от залегающих выше гляциальных образований и, по-видимому, не связан с ними генетически. С известной долей условности он может быть отнесен к подгляциальному комплексу предположительно верхнемеловых–палеогеновых чехольных образований Восточно-Европейской платформы.

### Внутренняя дислокационная структура

Особенности внутренней дислоцированности описанных выше горизонтов отражают наличие трех структурных этажей: верхнего, среднего и нижнего (см. рис. 2.4.6; 2.4.7, см. вклейку; 2.4.8; рис. 2.4.9; 2.4.10; 2.4.11).

Деформации верхнего структурного этажа. Породы залегают субгоризонтально с очень пологим ( $2-5^\circ$ ) падением подошвы пласта в северных румбах. Внутренние деформации практически отсутствуют. Четко выражена лишь плитчатая отдельность пород, отражающая субпараллельную делимость (сланцеватость) пород. В отдельных местах фиксируются внутренние мелкие складочки и будинированные песчано-глинистые включения, но они не нарушают общей картины отсутствия складчато-разрывных структур в толще. Можно констатировать, что во время и после формирования верхней морены породы не подвергались существенному динамическому воздействию и интенсивной структурной переработке.

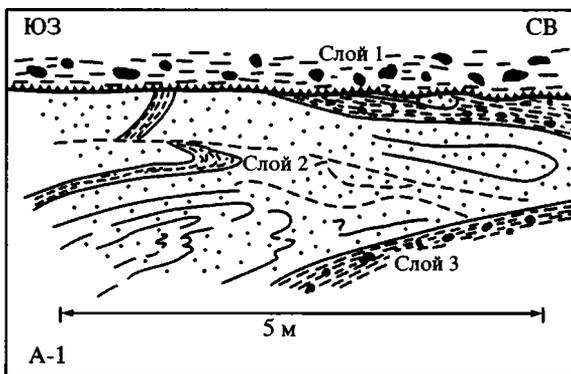
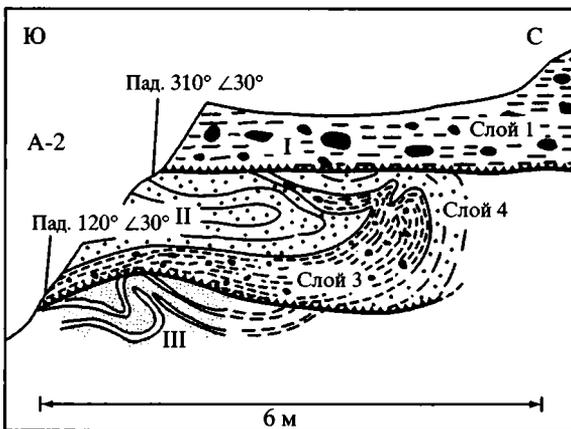


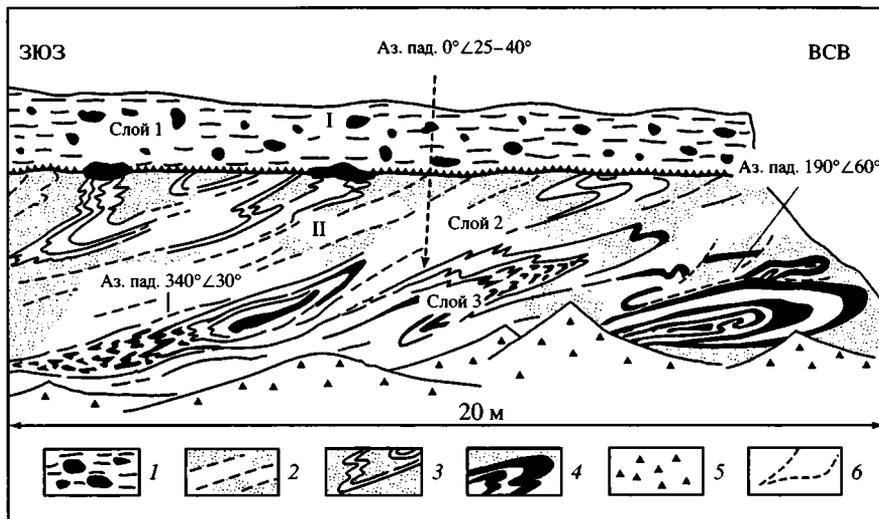
Рис. 2.4.9. Структура юго-западной части обнажения

A-1 – складчато-разрывная структура песков в ядре «западной» лежачей синклинали; A-2 – строение ядра «западной» синклинали и ее взаимоотношение с мел-палеогеновыми (?) отложениями нижнего структурного этажа; место зарисовок см. на рис. 2.4.6; условные обозначения см. на рис. 2.4.6, 2.4.8

Fig. 2.4.9. Structures observable in southwestern outcrops

(A-1) faulted fold structure of sands in the core of «western» recumbent syncline; (A-2) core structure of «western» syncline and its relations with Cretaceous-Paleogene (?) deposits of the lower structural stage (sketched areas are shown in Fig. 2.4.6, symbols as in Figs. 2.4.6, 2.4.8)





**Рис. 2.4.10.** Каскадные складки в пределах «восточной» лежачей синклинали (профиль по линии 6–7, см. рис. 2.4.6)

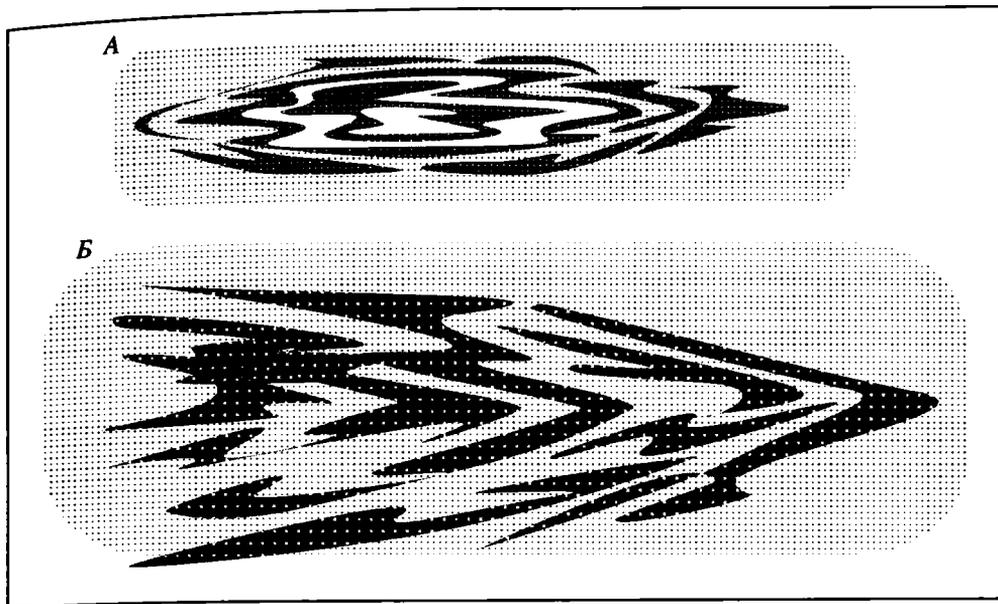
1 – верхняя «коричневая» морена; 2 – неяснослоистые пески; 3 – складчатые деформации в песках, слагающих ядро синклинали; 4 – колчановидные складки, сформированные из лежачего крыла синклинали; 5 – осыпи; 6 – разрывные нарушения; толстая зубчатая линия – граница между структурными этапами; структурные этажи: I – верхний, II – средний

**Fig. 2.4.10.** Cascade folds within the «eastern» recumbent syncline (profile line 6–7 in Fig. 2.4.6)

(1) «brown» upper moraine; (2) vaguely bedded sands; (3) folds in sands of the syncline core; (4) quiver-Eike folds in the lower syncline limb; (5) talus; (6) faults; thick serrate line denotes boundary between upper (I) and middle (II) structural stages

Нижняя граница комплекса сечет с резким (до  $90^\circ$ ) угловым несогласием все горизонты интенсивно деформированных подстилающих отложений среднего и нижнего этажей (см. рис. 2.4.6). Первичная эрозионная природа нижней границы не вызывает сомнений, но исключить влияние пласта верхней морены и располагавшегося выше тела ледника на формирование структуры подстилающих толщ нельзя. Во-первых, на подошве слоя присутствуют признаки тектонического срыва, выраженные в наличии тектонической гофрировки и зеркал скольжения пород на ее поверхности. Во-вторых, о динамическом воздействии на нижележащие толщ указывает асимметричное положение валунов во внешней крутой части выступов ложа морены, а также вдавливание (до 10–20 см) валунов в нижележащие толщ. В-третьих, общая асимметрия подстилающих слой 1 структур и их регулярное запрокидывание в южных румбах соответствует общему движению ледника и верхней морены. Учитывая данные по другим районам [Clark, Hansel, 1989; Shaw, 1982; Westgate, 1968; и др.], можно полагать, что мелкие резко выраженные клиновидные выступы морены образованы в результате заполнения моренным материалом абразионных борозд, выпаханых валунами в субстрате при волочении их телом ледника.

Деформации среднего структурного этажа. Породы среднего этажа (слои 2–5) дислоцированы чрезвычайно интенсивно, и



**Рис. 2.4.11.** Колчановидные псевдоскладки в песчаных горизонтах межморенного комплекса  
Объяснения в тексте  
А – поперечное сечение; Б – продольное сечение

**Fig. 2.4.11.** Sheath pseudofolds in sand horizons between two moraines  
See explanation in the text: (A) transverse and (B) longitudinal sections

дислокации в нем отличаются определенной упорядоченностью. В пределах обнаженного участка выделяются две крупные и сложно построенные пликативные структуры (см. рис. 2.4.6; 2.4.7, см. вклейку; 2.4.8; 2.4.9; 2.4.10): юго-западная и северо-восточная синклинали, которые разделены псевдоантиклинальной (протрузивной) структурой, принадлежащей нижнему структурному этажу. Обе синклинали представляют собой лежащие слабонаклоненные изоклинали с субпараллельными крыльями.

Юго-западная синклиналь (см. рис. 2.4.6; 2.4.8; 2.4.9) имеет протяженность около 25 м. Синклинальная форма четко очерчена пластом красной глинистой морены (слой 3), которая образует крылья структуры. Верхнее, висячее крыло запрокинуто (азимут падения 350–360°, угол падения 25–40°) и смыкается с верхней мореной, которая срезает его под резким углом. Нижнее, лежащее крыло субгоризонтально и имеет слабо изогнутую форму. Замок складки острый, асимметричный. Осевая плоскость волнистая, в первом приближении субгоризонтальная или слабо наклоненная в северных румбах. Наблюдается изменение мощности глинистого и других пластов за счет перетекания материала и нагнетания его в замковую часть структуры, которая осложнена складкой более высокого порядка. Моренные глины содержат многочисленные включения подстилающих пород, которые подчеркивают внутреннюю дислоцированность глин и образуют вместе с ними

своеобразную тектонизированную смесь. В зонах брекчирования песчано-алевритовые включения выполняют роль базального «цемента», связующего удлинённые отщепы красной морены.

В ядре структуры находятся флювиогляциальные пески слоя 2. Они залегают в целом согласно с пластом моренных глин, образуя ядро синклинали, очерчиваемое неясно выраженной полосчатостью. В то же время фиксируются и более мелкие (до метра) изоклиналильные складки более высоких порядков, осложнённые продольными субслойными разрывными нарушениями (азимут падения  $15^\circ$ , угол падения  $10^\circ$ ) с субслойным или слегка косым проскальзыванием отдельных горизонтов. Видимая амплитуда перемещения от первых сантиметров до 1–1,5 м. Все эти дислокации подчеркнуты тонкими темно-коричневыми песчаными зонками, которые приобрели свою окраску за счёт механического перетирания материала и обогащения его окислами железа. Забегая несколько вперед, отметим, что выделения окислов железа маркируют в обнажении большинство деформационных элементов, связанных с развитием складчатых и сдвиговых (в механическом смысле) деформаций.

В ядерной части синклинали пески интенсивно брекчированы. Отдельные домены песчаного материала (размером по длинной оси до 10–20 см) имеют в плане треугольную, трапециевидную, ромбоидальную, линзовидную и изометричную формы, разделены тонкими, непостоянной мощности (0,5–10 см) инъекциями темно-коричневых песков, внедрившихся между блоками по трещинам растяжения и отрыва. В инъекцированных песках видна «флюиальность», параллельная стенкам полостей отрыва и резко дисгармоничная по отношению к направлению слоистости основной массы песков слоя 2. Наблюдается незначительное (до нескольких сантиметров) смещение блоков относительно друг друга.

Северо-восточная синклиналь (протяженностью около 20–25 м) имеет очень сложное строение (см. рис. 2.4.7, см. вклейку; 2.4.10). Она представляет собой изоклиналильную практически лежащую структуру с субгоризонтальной или слабо наклоненной (угол падения 10–30°) в северных румбах осевой плоскостью. Ядро складки сложено флювиогляциальными песками слоя 2. Верхнее крыло эродировано и срезано пластом верхней морены. Нижнее представлено интенсивно тектонизированной красной нижней мореной. Крылья складки практически субпараллельны, замок острый и очень тонкий. Нужно отметить, что эта складчатая структура первого порядка не является единой, а представляет собой сложный каскад парагенетически связанных складчатых структур второго порядка, субслойных и секущих разрывных нарушений, структур разлинзования, будинажа и тектонического течения.

Флювиогляциальные пески образуют серию очень узких (гребневидных) асимметричных лежащих складок с осевыми плоскостями, полого наклоненными в север-северо-восточном направлении (азимут падения 330–340°, угол падения 10–30°). Углы падения на крыльях 10–30° при падении пластов на северо-запад, север, северо-восток. Эти складки развиты автономно, концентрируются в отдельных объемах пород и переходят по простиранью и разрезу в субпараллельно залегающие пески без признаков складчатых дислокаций. Складки дисгармоничные, осложнены более мелкими сжатыми

пликативными формами более высоких порядков, а также пологими надвигами, имеющими те же элементы залегания, что и пласты на крыльях складок. Все деформации видны только вследствие дискретной концентрации окислов железа, которые создают неясно выраженную полосчатость, маркирующую складчатые формы. В чистых песках, хотя и ясно, что они испытали деформацию изгиба и внутреннее перераспределение вещества, никаких следов этой деформации обнаружить не удается.

Вблизи контакта песков с нижележащей красной мореной в лежащем боку антиклинальной складки второго порядка, в зоне очевидного надвига, наблюдается отшнурованное тело красной морены, имеющее меняющуюся мощность (0,2–2 см), протяженностью около 2,5 м. В верхней половине пласта морены наблюдаются мелкие разрывные нарушения, изоклинальные складочки, своеобразные песчано-глинистые брекчии.

Нижнее, лежащее крыло складки, сложенное красной мореной слоя 3, имеет очень сложное строение. Пласт красной морены растащен и превращен в серию кулисообразно расположенных, «вложенных» одна в другую сжатых лежащих антиклинальных складок часто с параллельными крыльями. Замки этих структур острые, осложненные мелкими дисгармоничными структурами (складочками, гофрировкой) более высоких порядков, растащены на отдельные деформированные фрагменты с образованием псевдокливажной и псевдосланцеватой структуры. Последняя подчеркивается выделениями окислов железа и тонким расслаиванием глинистого материала песками. Наблюдается существенное пластическое перераспределение материала и нагнетание его в замковые части складок с оттоком с крыльев. По простирацию и падению происходит пластическое растекание, растаскивание, «рассеивание» ядерной части складок. Наблюдается вторичное – структурное расслаивание толщи красных глин и возникновение вторичной дислокационной полосчатости, обусловленной тонким чередованием песков и красных глин. Отличить эту структурную полосчатость от первичной седиментационной слоистости не всегда возможно.

Характерной и важной особенностью деформационного процесса в пределах описываемого объекта является формирование колчановидных складок или складок типа «матрешки» и «матрешек-близнецов». Они фиксируются по округлой, эллипсоидальной или иной замкнутой форме замков, которые на поперечном срезе выглядят как конкреционные образования. Последовательное снятие параллельных пластин породы позволило с полной достоверностью установить наличие таких структурных форм в пределах обнажения.

Таким образом, можно констатировать, что пространственно упорядоченные складчатые деформации образуют основной стиль структурного рисунка в пределах среднего этажа.

Разрывные формы деформаций менее характерны. Они представлены в основном двумя типами: субгоризонтальными или слабо наклонными вязкими и хрупкими разрывами типа послонных срывов и надвигов и секущими разрывами типа сбросов, взбросов и сдвигов. Субслойные разрывы сопровождаются обычно складчатую структуру. Они имеют субгоризонтальную или слабо наклонную к северу ориентировку плоскостей сместителей, которая определяется наклоном осевых плоскостей складок и их крыльев.

В результате формируются небольшие чешуйчато-надвиговые пакеты. Вдоль поверхностей сместителей иногда возникают зеркала скольжения с характерной штриховкой и темные милониты с чешуйчато-линзовидной отдельностью. Амплитуду смещения вкрест простирания установить невозможно, но перемещения по простиранию достигают нескольких десятков сантиметров, реже около 1 м. Размер чешуй по простиранию достигает 3–7 м, толщина варьирует от первых сантиметров до 1–2 м. В результате чешуйчатого строения в разрезе оказываются совмещенными различные горизонты. При этом происходит их дислокационное взаимопроникновение, но этот процесс будет рассмотрен при описании взаимоотношений среднего и нижнего этажей.

Фиксируются, хотя достаточно редко, поперечные хрупкие разрывы с амплитудами смещения 5–15 см типа сбросов или взбросов. Разрывы секут различные горизонты среднего комплекса, но не прослеживаются в породы верхнего. Вдоль сместителей крутых разрывов образуются зонки повышенной цементации с зеркалами скольжения. Как было показано выше, в отдельных горизонтах разрядка напряжений осуществляется за счет процесса брекчирования.

**Деформации нижнего структурного этажа.** Нижний структурный этаж обнажен в центральной части карьера в «антиклинальном» поднятии, которое структурно четко вырисовывается по линии контакта среднего и верхнего этажей и которое в верхней части срезано подошвой «коричневой» морены. Внутренняя структура нижнего этажа резко отличается от относительно упорядоченной структуры среднего хаотическим обликом (см. рис. 2.4.8). Ядро «антиклинали» имеет неправильные извилистые очертания и сложное асимметричное строение. Пликативные формы – с причудливыми, хаотическими очертаниями. Формируются напряженные разнопорядковые складки с округлыми и острыми замками, растянутыми, будинированными и разорванными крыльями. Складки разных порядков часто дисгармоничны, сопровождаются оттоком материала из одних участков и нагнетанием его в другие области, с формированием заливов и изгибов причудливой формы. Наблюдается проскальзывание одних пластов относительно других.

Ориентировка осевых плоскостей и внутренних складок высоких порядков меняется в соответствии с изменением общей формы структуры. При этом происходит чередование сильно деформированных горизонтов (участков) и горизонтов с субпараллельной слоистостью, в которых деформация практически не фиксируется. Структурный стиль толщ закономерно меняется в пространстве: в центральной части структура наиболее напряженная и хаотичная, при приближении к крыльям она становится все более упорядоченной и все формы становятся субпараллельны границам «антиклинали». При этом, в результате расчистки карьера в глубину, удалось выяснить, что общая структура нижнего комплекса имеет замкнутый контур сложной формы с сигмоидальными и коленообразными изгибами пластов. Из этого следует, что данная структура – это колчановидная складка очень сложной формы, а общий деформационный рисунок этого геологического тела сходен с таковым соляных или глиняных диапиров. Однако нужно обратить внимание на то, что главная ось структуры в данном случае наклоне-

на в северных румбах очень полого ( $10\text{--}30^\circ$ ), что соответствует общей ориентировке осей колчановидных складок и остальных структурных элементов среднего этажа. Перемещение горных масс шло не строго вертикально, а, скорее, в субгоризонтальном направлении. При этом происходит взаимопроникновение пород различных горизонтов, что подчеркивается, в частности, характером взаимоотношений нижнего и среднего комплекса в восточной части выхода «Б», где отчетливо видно внедрение друг в друга бело-розовых песков нижнего комплекса и рыжих ожелезненных песков среднего с образованием сложных заливов, мелких пликативных структур и структурного перемешивания разных типов отложений.

### *Закономерности формирования и генезис Бородулинских дислокаций*

Итак, мы рассмотрели основные закономерности строения разреза и особенности структурного стиля Бородулинских дислокаций. По всей совокупности данных можно заключить, что они сформированы за счет гляциотектоники, т.е. нарушений горных пород, которые вызваны воздействием ледника [Левков, 1980] и которые не были вовлечены в его поступательное движение [Лаврушин, 1976]. Во всяком случае, описанные выше вещественные и структурные парагенезы полностью соответствуют таковым, описанным в местах уверенно диагностируемых гляциодислокаций [Левков, 1980; Лаврушин 1976]. Этот вывод находит подтверждение в совпадении пространственного положения и ориентации структурно-седиментационных элементов заведомо ледникового происхождения (закономерный наклон включений, следы волочения материала, ориентировка бороздок и пр.) и элементов структурно-тектонических (положение шарниров и осевых плоскостей складок, ориентации разрывов, будинажа, рассланцевания и др.). Более того, ориентация этих элементов отражает наличие асимметричного давления, направленного с севера на юг, что соответствует генеральному направлению движения ледника в этом районе, установленному на основании общерегионального анализа [Проблемы..., 2001] и отражающему общие закономерности гляциотектонических деформаций [Morgan, 1971]. Влияние ледника на образование описанных структурных форм косвенно подтверждается и их средоточием в комплексе пород гляциального генезиса.

Все характерные особенности дислокаций среднего структурного этажа (слои 2–6), а именно: наличие складчатых структур и особенности их морфологии (прежде всего, образование колчановидных складок); пластическое перераспределение материала; дисгармония структур разного порядка; постепенные переходы по простиранию и разрезу в недислоцированные объемы; большое число послонных зон растяжения и межслоевого проскальзывания; возникновение вторичной деформационной полосчатости; дифференциальное движение отдельных частиц и доменов вещества относительно друг друга; ограниченная роль хрупких деформаций и некоторые другие признаки указывают на деформацию пород комплекса в условиях вязкопластического течения. При этом весь комплекс структурных форм свидетельствует о чрезвычайно высокой пластичности и подвижности горных пород.

Большинство из указанных выше признаков характерны и для структуры нижнего этажа, однако ее формирование происходило несколько иначе. Слабо наклонное положение оси сложной колчановидной сладки нижнего структурного этажа по отношению к горизонту наряду с другими ее структурными особенностями (сложной формой и петлевидно-хаотическим внутренним рисунком) свидетельствуют о компрессионно-эжективном [Леонов, 1993; Паталаха и др., 1995] ее генезисе, который связан не с плотностной инверсией (как в диапире), а с вязкостной инверсией, обеспечивающей значительную внутреннюю подвижность вещества, т.е. данная структура может быть отнесена к категории типичных протрузий. Ее формирование связано с активным вязко-пластическим течением материала и активным внедрением его в более молодые толщи пород гляциального комплекса. Это внедрение подчеркивается и характером взаимоотношений нижнего и среднего комплекса в восточной части выхода (см. рис. 2.4.6; 2.4.7), где отчетливо видно взаимопроникновение бело-розовых песков нижнего комплекса и рыжих ожелезненных песков среднего с образованием сложных заливов, мелких пликативных структур и структурного перемешивания разных типов отложений.

Деформирование осадков ледникового ложа, как и во многих других случаях [Лаврушин, 1976; Тарноградский, Каплянская, 1987; Boulton, 1972, 1979; Hart, Boulton, 1991], произошло в результате латерального перемещения субгляциального вещества. Это перемещение вызвано [Лаврушин, 1976; Лаврушин, Чугунный, 1982] прямой передачей субстрату напряжений, создаваемых давлением движущегося ледника и составляющих, по оценкам [Boulton, 1979; Echelveyer, Zhongxiang, 1987], 60–90% общей кинетической энергии базальных слоев ледника.

Важное значение в процессе формирования гляциодислокаций в породах среднего и нижнего структурных этажей имело их физическое (температурное и агрегатное) состояние. Судя по присутствию в них хрупких деформаций (мелкие сдвиги, сбросы, взбросы, элементы брекчирования и пр.), эти осадки находились в мерзлом состоянии, которое благоприятствует развитию в них деформаций ползучести даже при очень небольших напряжениях [Роман, 1991; Цитович, 1951, 1952, 1973]. Учитывая общие выводы [Aber, 1985], можно полагать, что формированию структуры способствовали также песчано-глинистый состав, позволяющий развиваться процессу флюидизированного течения вещества, а также наличие литологически контрастных слоев и слоистая текстура самих отложений.

Последовательность событий, исходя из анализа напластования толщ и особенностей их деформирования, представляется следующим образом. На залегающих субгоризонтально отложениях (предположительно, мел-палеогеновых) платформенного чехла Восточно-Европейской платформы (нижний этаж) в процессе дискретного продвижения ледника были сформированы моренные и флювиогляциальные отложения среднего этажа. Направленное с севера давление ледника вызывало общее перемещение и взбрасывание осадков в южном направлении с формированием каскада лежащих и запрокинутых складок и находящихся с ними в парагенезе хрупких деформаций (прежде всего, послонных срывов, надвигов и взбросов, и структур вязко-пластического течения).

Вероятно несколько позже, после формирования основного стиля структуры среднего комплекса, в деформацию были вовлечены отложения доледникового субстрата нижнего этажа, которые сформировали инъективную псевдоантиклинорную структуру (протрузию), внедрившуюся в отложения среднего комплекса и вызвавшую дальнейшее усложнение общей структуры. После этого наступил этап эрозии и размыва верхней части гляциальных отложений среднего комплекса и внедрившихся в него образований нижнего. На различные горизонты деформированных, эродированных отложений и структур нижнего, среднего комплекса с размывом и резким угловым несогласием легли коричневые валунные глины верхней морены. В это время продолжается динамическое воздействие ледника, опосредованное через тело верхней морены, которая также испытала перемещение в пространстве и в процессе надвигания вызвала усложнение структур в подстилающих комплексах отложений. Это отразилось в появлении ряда структурных признаков, которые подробно рассмотрены выше. Учитывая повышенную пластичность и текучесть осадков, можно допустить длительное и постепенное усложнение общей структуры в течение всего времени существования этих отложений и после снятия ледниковой нагрузки. Косвенным подтверждением этого является резкое изменение глубины залегания подошвы верхней морены, которое фиксируется по многочисленным колодезным выемкам. Разница в гипсометрическом уровне ее залегания составляет в ряде случаев 6–8 м на расстоянии в 20–25 м, что, скорее всего, объясняется наличием складчатых дислокаций и (или) масштабных разрывов.

Таковы основные особенности строения и истории формирования Бородулинских дислокаций. Их изучение и анализ литературного материала по деформации несцементированных четвертичных отложений ледникового генезиса (а также несцементированных сыпучих и псевдосыпучих пород в целом) позволяют затронуть некоторые более общие вопросы формирования тектонических структур и рассмотреть действие некоторых, пока еще мало изученных механизмов структурообразования, одним из которых является механизм течения гранулированных сред.

\* \* \*

Итак, описаны четвертичные гляциодислокации местонахождения Бородулино (Центральный район Восточно-Европейской платформы) и показаны некоторые особенности проявления тектоники гранулированных сред в метаморфических толщах протоплатформенного чехла Карельского массива. В обоих случаях при всех кардинальных различиях в возрасте, структурной позиции и общих тектонических условиях формирования структуры этих регионов и толщ можно видеть, что мы, скорее всего, имеем дело с проявлением процесса тектоники гранулированных сред, причем в песках этот процесс неизбежен.

При описании четвертичных гляциодислокаций было обращено внимание на то, что в условиях интенсивных пликативных деформаций и тектонического течения пород в песчаных горизонтах, явно испытывавших деформацию изгиба и внутреннее перераспределение материала (вторичное изменение мощности пластов, отток и нагнетание материала), зачастую нет структур-

ных признаков перемещения вещества в пространстве. Это указывает на то, что течение вещества, которое четко устанавливается в пределах среднего и нижнего этажей, осуществляется в форме гранулированной среды при отсутствии значимой внутренней связности и при дифференциальном перемещении ее отдельных частиц. Реальность этого явления подтверждается и тем фактом, что складчатые формы и структуры, отражающие деформацию течения, фиксируются в монопесчаных пластах лишь вследствие вторичной структурно-вещественной полосчатости, создаваемой перераспределением и концентрацией глинистого вещества или окислов железа, как это наблюдалось в шокшинских и сегозерских отложениях. Явление дифференциального перемещения несвязных частиц объясняет также латеральное «растворение» замков складок и отдельных линзовидных объемов вещества.

Из вышесказанного следует: в процессе формирования гляциодислокаций, помимо прочих факторов (обводненность, смерзание, гетерогенность пород и пр.), существенную роль играет фактор гранулированности среды, который приводит в действие своеобразный механизм «бесструктурного» течения, обусловленного дифференциальным перемещением относительно не связанных частиц. Данный механизм не только облегчает развитие процесса тектонического течения, но и приводит к возникновению специфических «псевдоскладчатых» структур (см. рис. 2.4.11), которые, хотя и имеют форму типичных складок, не испытали деформации изгиба. В этом отношении они являются неким, хотя и отдаленным подобием складок скалывания, или кливажных складок [Паталаха, 1966]. Аналогичное явление, как мы показали, наблюдается также в метаморфических кварцитах и кварцито-песчаниках протоплатформенного разреза Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, тектоническое течение геологических гранулированных сред – явление реальное и распространено оно, по-видимому, гораздо шире, чем это представляется в настоящий момент. Особенно если речь идет о деформации сыпучих отложений или метаморфических пород, в которых, в силу их внутреннего строения, свойства гранулированных сред проявлены особенно отчетливо.

Это наблюдение интересно в контексте общего проявления структурообразующих процессов. На приведенных рисунках можно видеть, что структурные формы и общий структурный парагенез Бородулинских дислокаций (и гляциотектонических форм других регионов [Лаврушин, 1976; Лаврушин, Чугунный, 1982]) чрезвычайно сходны со структурным парагенезом метаморфических толщ, описанным в многочисленных работах [Миллер, 1988, 1997; Николая, 1992; Паталаха и др., 1995]: те же складки послойного течения, будинаж, разлинзование, рассланцевание, пластическое перераспределение материала, парагенез складчатых структур с послойными срывами и надвигами, структуры вращения, сложное взаимопроникновение разнотипных пород друг в друга, механическая и структурно-вещественная дифференциация вещества и пр. При этом набор структурных форм отвечает парагенезу вязко-пластического течения, характерному для метаморфических пород [Миллер, 1997; Николая, 1992].

Сходство особенно подчеркивается наличием колчановидных складок (рис. 2.4.12, см. вклейку), возникновением вторичной деформационной по-

лосчатости и объемной пластической деформацией пород. Все указывает на то, что в обеих – сыпучей и метаморфической – субстанциях при всех их различиях присутствует некий общий фактор, оказывающий принципиальное влияние на процесс структурообразования. Приведенный материал позволяет предположить, что таким фактором является гранулированность этих сред. В случае сыпучих материалов этот тезис очевиден; в случае метаморфических пород он весьма вероятен, ибо метаморфические породы обладают многими главными свойствами гранулированной среды. Подчеркнем главные из них: 1) дискретность строения (относительно крупные минеральные зерна или их агрегаты – с одной стороны и относительно мелкокристаллическая основная масса – с другой); 2) соответственно – ослабленные связи между «гранулами», облегчающими их независимое перемещение относительно друг друга («тектоника разрыхления» Г. Штилле [1964]); 3) флюидонасыщенность, облегчающая и ускоряющая (как в водонасыщенных и мерзлых грунтах) процессы деформации течения; 4) грануляция зерен как один из способов структурного преобразования минеральных фаз и первичной релаксации напряженного состояния; 5) характерный структурный рисунок с обособлением ромбоздровидных объемов – в типичных гранулированных средах такой рисунок обусловлен характером передачи напряжений. К этому можно добавить, что мерзлые грунты, по [Цитович, 1951, 1952], являются разновидностью метаморфических пород и процессы течения в тех и других развиваются сходным образом.

Характерной чертой дискретной среды также является [Блехман, 1994; Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994] относительное вращение (перекатывание) зерен, которое приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций и, главным образом, способствует существенному снижению эффективного угла трения, что, по [Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994], может быть интерпретировано как проявление сверхпластичности. Вторая сторона процесса связана с проявлением дилатансии (увеличением объема) породной массы в процессе деформирования. Особенно заметно механизм дилатансионной переупаковки выражен при пластическом течении дискретных сред. Дилатансия не только способствует уменьшению трения между частицами и, соответственно, облегчает их относительное проскальзывание, но и приводит к увеличению объема горных пород. Последнее явление вызывает интенсивные процессы перемещения и «внедрения» разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование вертикальных и горизонтальных протрузивных тел.

Особые пластические состояния соответствуют также предельному равновесию на дискретных поверхностях скольжения без возникновения пластичности в примыкающих объемах. Это явление хорошо объясняет субплоскую неоднородность тектонического течения. При этом, по [Блехман, 1994], увеличение скорости сдвига напрямую связано с разрыхлением (разжижением) материала в зоне сдвига, что в свою очередь приводит к сегрегации и самосортированию материала (что так характерно для метаморфических пород!). Добавлю, что из раздела, посвященного объемной подвижности консолидированной коры следует, что, все механизмы, обеспечивающие эту подвижность, основаны на синкинематической дезинтеграции

(возникновении гранулированной структуры) горных масс за счет различных процессов и на разных масштабных уровнях.

Таким образом, сравнительный анализ процесса структурообразования в несцементированных сыпучих отложениях и монолитных метаморфизованных образованиях позволил выявить действие особого структурообразующего механизма, обусловленного общим для этих сред свойством – их гранулированной структурой – и оказывающего существенное влияние на особенности проявления дислокационного процесса, связанного с тектоническим течением горных пород. Этот тезис находит подтверждение и в ранее изложенном материале по постумной деформации гранитных массивов (см. Главу 2.2).

Заканчивая главу, хочу отметить, что в настоящее время можно говорить о двух существенно различных направлениях в структурной геологии: о структурной геологии слоистых сред и структурной геологии гранулированных сред, поскольку эти две разновидности геологических образований в условиях напряженного состояния ведут себя по-разному и формируют различные структурные формы и ансамбли.

## ЛИТЕРАТУРА

- Блехман И.И.* Вибрационная механика. М.: Физматлит, 1994. 400 с.
- Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // *Успехи механики*. 1989. Т. 12, вып. 1. С. 131–183.
- Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Условия предельного равновесия фрагментированных горных масс в макро- и микромасштабе // *Докл. РАН*. 1994. Т. 338, № 5. С. 675–679.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // *Физ. мезомеханика*. 2002. Т. 5, № 5. С. 5–22.
- Копелиович А.В., Симанович И.М.* Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья // *Докл. АН СССР*. 1963. Т. 151, № 3. С. 675–678.
- Копелиович А.В., Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Наука, 1966. С. 61–79.
- Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
- Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г.* Каневские гляциодислокации. М.: Наука, 1982. 102 с.
- Левков Э.А.* Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.
- Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).
- Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // *Геотектоника*. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г.* О тектонической деформации гранулированных геологических сред // *Докл. РАН*. 1997. Т. 353, № 1. С. 79–82.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1995. Т. 70, вып. 3. С. 20–32.
- Леонов М.Г., Эпштейн О.Г.* Бородулинские гляциодислокации (Русская плита) и их значение для познания механизмов структурообразования // *Геотектоника*. 2002. № 3. С. 22–39.
- Миллер Ю.В.* Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // *Там же*. 1982. № 6. С. 88–96.

- Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Миллер Ю.В. Важнейшие структурные парагенезы кристаллических комплексов // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.
- Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир – Эльер Аkitен, 1992. 166 с.
- Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиоров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- Поляков А.С. Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 60 с.
- Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. М.: ГЕОС, 2001. 157 с.
- Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П. О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.
- Роман Л.Т. Прогноз длительной прочности структурно-неустойчивых мерзлых грунтов // Геокриологические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1991. С. 79–90.
- Тарноградский В.Д., Каплянская Ф.А. Классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР / Ред. Ю.Ф. Чемяков. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 73–78.
- Цитович Н.А. Механика грунтов. М.; Л.: Гос. изд-во лит. по стр-ву и архитектуре, 1951. 528 с.
- Цитович Н.А. Принципы механики мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 168 с.
- Цитович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высш. школа, 1973. 446 с.
- Чувардинский В.Г. О ледниковой теории происхождения образований ледниковой формации. Апатиты: Центрально-Кольская экспедиция, 1998. 302 с.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964.
- Эпштейн О.Г. Усовершенствованная пятибалльная шкала для визуальной оценки окатанности обломочного материала и некоторые полученные материалы // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 654–666.
- Эшелби Дж. Континуальная теория дислокаций. М.: Изв-во иностр. лит., 1963. 274 с.
- Aber J.S. The character of glaciotectonism // Geol. Mijnbouw. 1985. Vol. 62, N 2. P. 389–395.
- Boulton G.S. The role of thermal regime in glacial sedimentation // Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ. 1972. N 4. P. 1–19.
- Boulton G.S. Processes of glacial erosion on different substrata // J. Glaciol. 1979. Vol. 2, N 89. P. 15–38.
- Cambell C.S. Rapid granular flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. N 22. P. 57–92.
- Clark P.U., Hansel A.K. Clast plougtment and glacier sliding over a sifit glacier bed // Boreas. 1989. Vol. 18. P. 201–207.
- Echelveyer K., Zhongxiang W. Direct observation of basal sliding and deformation of basl drift at subfreezing temperature // J. Glaciol. 1987. Vol. 3, N 113. P. 83–98.
- Hart J.K., Boulton G.S. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment // Quaternary Sci. Rev. 1991. Vol. 10, N 2. P. 335–350.
- Jullien R. La ségrégation chez les grains de sable // Recherche. 1992. Vol. 247, N 23. P. 1198–1199.
- Moran S.R. Glaciotectonic structures in drift // Till: A symposium / Ed. R.P. Goldthwait. Ohio: State Univ. press, 1971. P. 127–148.
- Shaw J. Melt-out till in the Edmonton area, Alberta, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1982. Vol. 19. P. 1548–1569.
- Westgate J.A. Linear sole marking in Pleistocene till // Geol. Mag. 1968. Vol. 105, N 6. P. 501–505.
- Yaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'état granulaire // Recherche. 1992. Vol. 249, N 23. P. 1380–1387.
- Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Phys. Today. 1996. April. P. 32–38.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОДИНАМИКИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

---

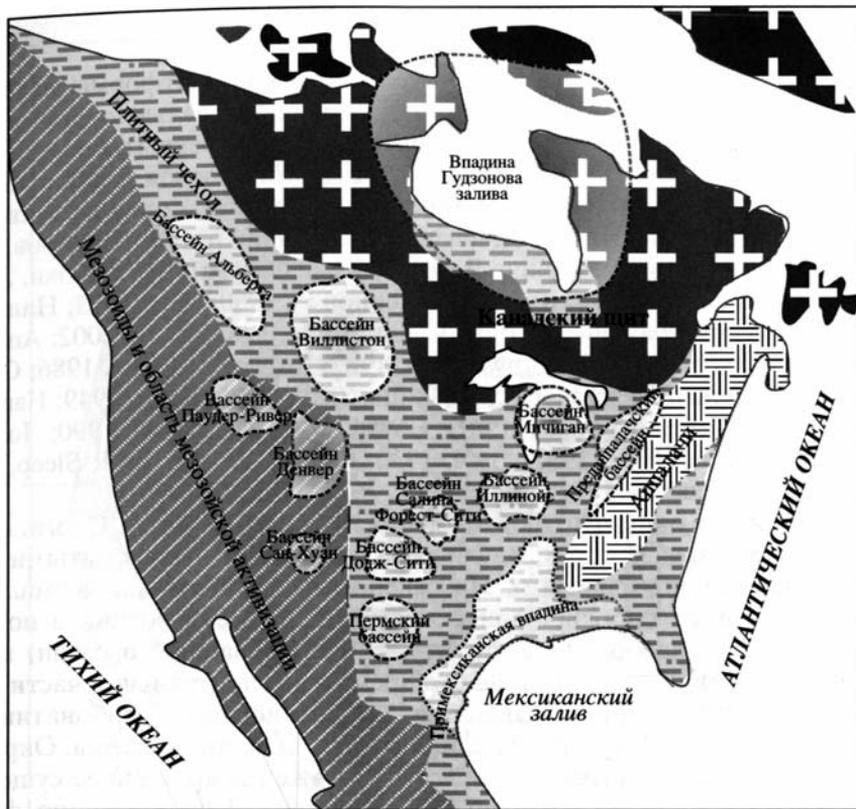
### Глава 3.1

#### ВНУТРИПЛИТНЫЕ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

Comparative analysis of two large negative morphostructures of the Earth's crust, the Onega trough (Baltic Shield) and Michigan basin (North American platform), shows that they are comparable in many aspects despite distinctions in the origin time, structure, and characters of sedimentogenesis, magmatic activity and metamorphism. Accordingly it is concluded that their emergence and evolution have been controlled by geodynamic regimes of two ranks: the superregional (global) regime determined comparable *structural* characteristics of both basins, while regional regimes were responsible for individual trends of their development. It is also suggested, following some previous researchers, that regimes of the global rank were interrelated with general deformation of the Earth's spheroid.

Одна из характерных черт тектоники консолидированной коры платформ – наличие в их пределах прогибов верхней поверхности фундамента и соответствующих им отрицательных структур (депрессий, синеклиз, впадин, бассейнов), которые испытывают перманентную тенденцию к опусканию (рис. 3.1.1). Трактовка их генезиса неоднозначна [Артюшков, 1969; Биргер, 1996, 1998; Дэллмес, 1969; Зверев, 1982; Ирдли, 1954; Кинг Л., 1967; Кинг Ф., 1961, 1972; Корешков, 1960; Коржуев, 1973; Кропоткин и др., 1971; Лазарев, Лобачев, 1970; Лучицкий, Бондаренко, 1967; Николаев, 1986; Фуз, 1976; Чайкин, 1999; Чирич, 1975; Gunn, 1949; Howell, Van der Puijm, 1990; Klein, Hsui, 1987; Möner, 1979] и связывается с различными механизмами: растяжением в его пластичном и хрупком вариантах, общим сжатием и развитием рамповых структур, транспрессией и возникновением структур «цветка»; транстенсией и формированием структур типа «pull-apart», оттоком вещества; фазовыми переходами на границе кора/мантия, тепловой контракцией, глубинным диапиризмом. Предлагаются и сугубо региональные механизмы, свойственные конкретной провинции. Эти модели объясняют происхождение некоторых из подобных структур и их отдельные специфические черты.

В то же время известны отрицательные структуры, которые являются важным элементом внутриплитной тектоники, но их генезис не находит удовлетворительного истолкования с позиций перечисленных моделей. Для



**Рис. 3.1.1.** Центральнo-симметричные бассейны Северо-Американской платформы

**Fig. 3.1.1.** Centrosymmetrical basins of the North American platform

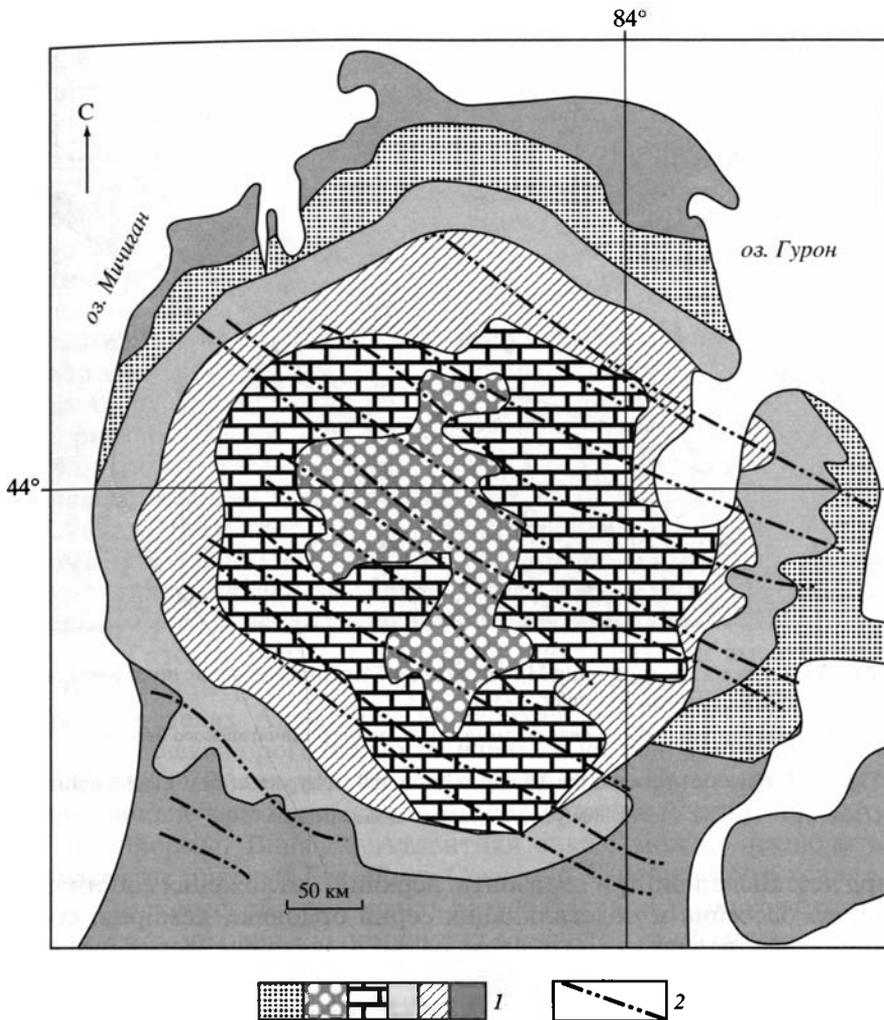
таких структур характерны: изометричная или слегка овальная форма, развитие в режиме центрально-симметричного опускания поверхности фундамента в течение длительного времени (значительная часть плитного этапа), специфическая инфраструктура (под инфраструктурой понимается внутренняя тектоническая структура относительно изолированных тектонических элементов), несоответствие общей округлой формы и линейной инфраструктуры. Совокупность приведенных характеристик практически никогда не служила основой интерпретации генезиса подобных структур. Изучение Онежской мульды (Балтийский щит) и Мичиганского бассейна (Северная Америка) позволяет предложить новые решения относительно генезиса подобных структур и выявить некоторые закономерности общей геодинамики платформ. Описание геологического строения и истории развития Онежской мульды приведено в Главе 1.4. Сейчас мы рассмотрим геологию Мичиганского бассейна, проанализируем общие закономерности развития отрицательных центрально-симметричных морфоструктур фундамента платформ и сделаем некоторые выводы относительно механизма их формирования.

## МИЧИГАНСКИЙ БАССЕЙН

В пределах плитной части Северо-Американской платформы находится несколько структурных впадин (бассейнов), имеющих овальную форму и выполненных отложениями палеозоя, которые обычно перекрыты вместе с разделяющими их сводами более молодыми осадками мезозоя и кайнозоя (см. рис. 3.1.1; рис. 3.1.2, см. вклейку). Мичиганский бассейн – один из таких бассейнов, и его описание дано на основании следующих работ: [Бакиров, 1959; Дэллмес, 1969; Ирдли, 1954; Кинг Л., 1967; Кинг Ф., 1961, 1972; Кохи, Лэндс, 1961; Кропоткин и др., 1971; Кэй, 1955; Леонов Г., 1980; Мид, 1975; Наливкин и др., 1969; Распространение..., 1961; Свенн, Белл, 1961; Хаин, 2002; Andrews, 1970; Beckman, Whitten, 1969; Brown et al., 1982; Brown, Reilinger, 1986; Cannon et al., 1991; Eisbacher, Bielenstein, 1970; Fujita, Sleep, 1991; Gunn, 1949; Hamilton, 1969; Holst, 1982; Hols, Foote, 1981; Howel, Van der Puijm, 1990; Johnson, Sorensen, 1981; Klein, Hsui, 1987; Pirtle, 1932; Ramsay, Huber, 1987; Sleep, Sloss, 1978; Talwani, Rejendran, 1991; Vogler et al., 1981; Walcott, 1975].

Бассейн имеет округлую форму (диаметр около 1000 км). С юга, востока, запада и юго-запада обрамлен сводами фундамента, перекрытыми относительно маломощным чехлом. На севере из-под чехольных комплексов выступают древние породы Канадского щита. Бассейн возник в позднем кембрии, но как обособленная структура (изолированный бассейн) просуществовал с ордовика до перми. За это время в его центральной части накопилось около 4500 м терригенно-глинистых, соленосных и карбонатных отложений. Мощности формаций увеличиваются к центру бассейна. Округлая форма седиментационной ванны на всем протяжении времени ее существования фиксируется по центрально-симметричному расположению фаций. Снос материала шел с окружающих поднятий.

Современная структура бассейна – это почти круглая синклиналь с пологими углами падения на крыльях. Чашеобразная структура осложнена системой линейных антиклинальных складок северо-западного простирания, которые служат местами большого числа промышленных скоплений углеводородного сырья (рис. 3.1.3). Высота складок до 90 м, расстояние между их осями 20–25 км. Осевые плоскости субвертикальны или слегка наклонены. На северном борту складки относительно сжатые, закрытые, асимметричные. К центру они становятся более пологими и симметричными. Складки отчетливы в нижних горизонтах разреза, вверх по разрезу они выполаживаются и затухают. Наблюдается смещение сводов складок с течением времени. Данные фациального анализа (наличие доломитов, коралловых и строматолитовых рифов в апикальных частях антиклиналей) свидетельствуют о конседиментационном росте складок, и на протяжении палеозоя их рост возобновлялся неоднократно. Ориентировка осей складок согласуется со структурным трендом докембрийского цоколя. Отмечены и поперечные к главному простиранию складки, но они меньшей амплитуды и не нарушают основного структурного плана. По аналогии с антиклиналью Ла Салль, которая пересекает бассейн Иллинойс и вдоль которой проходит сдвиг, можно думать, что в Мичиганском бассейне складки также заложены вдоль древних зон сдвигов, позднее нашедших отражение в ориентировке складок чехла. Разломно-трещинные структуры, объединенные в



**Рис. 3.1.3.** Схема Мичиганского бассейна, отражающая соотношение центрально-симметричного строения и внутрибассейновой линейной складчатой структуры (по: [Бакиров, 1959])

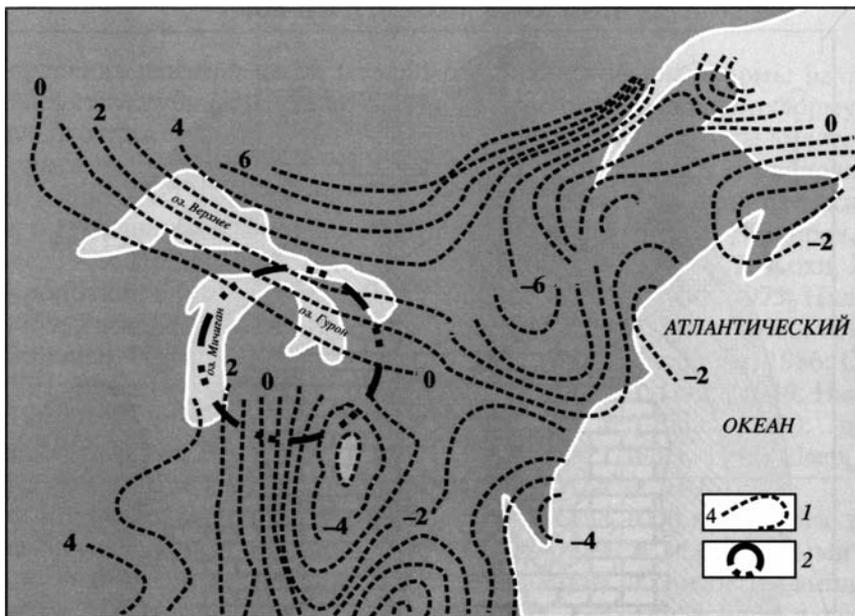
1 – различные горизонты палеозойского разреза; 2 – оси антиклинальных складок

**Fig. 3.1.3.** Relations between the centrosymmetrical structure and internal linear folds of the Michigan basin

(1) different horizons of the Paleozoic sequence; (2) axes of anticlinal folds

несколько систем с различной ориентировкой, соответствуют полю напряжений, которое возникло в регионе после раннего мезозоя, и не связаны с развитием бассейна. В то же время одна из систем трещин с простираем 134° соответствует положению осей складок, осложняющих Мичиганский бассейн.

По данным сейсмоки (программы COCORP, GLIMPCE) и глубокого бурения, под Мичиганским бассейном на всем его протяжении расположен гранитно-метаморфический фундамент, сформированный к рубежу



**Рис. 3.1.4.** Схема соотношения Мичиганского бассейна и изогипс постгляциального поднятия [Brown, Reilinger, 1986]

1 – изогипсы вертикального поднятия (мм/год); 2 – контур Мичиганского бассейна

**Fig. 3.1.4.** Relations between the Michigan basin and isohypses of post-glacial uplift

(1) isohypses of vertical uplift (mm/year); (2) contour of the Michigan basin

1,8 млрд лет. Выделено три горизонта: верхний – отложения собственно Мичиганского бассейна и подстилающих серий ордовика–кембрия; средний – красноцветные песчаники, конгломераты, мадстоуны верхнего Кивиноу (протерозой); нижний – толща вулканитов и обломочных пород нижнего Кивиноу (протерозой). Залегание пород крутое. Структурный тренд докембрия совпадает с трендом складок в отложениях палеозоя (135–140°) и с одной из систем трещин. Бурение показало, что в посткембрийских породах отсутствуют признаки вулканизма, метаморфизма и значимых тепловых событий. Мичиганскому бассейну соответствуют Срединно-Мичиганская положительная гравиметрическая аномалия (более +10 мГал) и пространственно совпадающая с ней магнитная аномалия. Гравиметрическая аномалия интерпретируется как продолжение аномалии Мидконтинента и след протерозойского рифта. Магнитная аномалия связывается с вулканитами Кивиноу.

Современная морфоструктура территории представляет собой куполовидное поднятие, обрамленное кольцевыми депрессиями озер Мичиган и Гурон. Это может быть интерпретировано как общее погружение с частичной инверсией в центре или как рост купола с компенсационными кольцевыми депрессиями. Район Мичиганского бассейна изостатически уравновешен (и был уравновешен в палеозое). Канадский щит в целом находится в изостатически неуравновешенном состоянии, а изогипсы постгляциального подня-

тия секут Мичиганский бассейн (рис. 3.1.4). Следовательно, впадины озер Мичиган, Гурон и разделяющее их центральное поднятие не имеют прямой связи с постгляциальными изостатическими процессами. Уровень сейсмичности области очень низкий. Мичиганский бассейн, по [Talwani, Rejendran, 1991], на современном этапе находится в области регионального поля сжатия, захватывающего территорию Мидконтинента.

Происхождение Мичиганского бассейна и его структуры трактовалось по-разному, и некоторые варианты были освещены во Введении. Но все они встречают серьезные возражения. Так, тепловая контракция, утяжеление коры вследствие внедрения тяжелого интрузивного материала, подъем астеносферного диапира не могут быть приняты, так как в регионе отсутствуют какие-либо следы магматических, метаморфических и тепловых событий, синхронных опусканию. Механизму рифтинга не отвечает конфигурация бассейна, равным образом не проходит вариант трансензионной структуры и т.д. Существуют представления, отражающие региональные особенности, – влияние апалачской орогении или раскрытие Атлантики. Однако влияние Аппалач не может быть реальным, так как оно практически полностью скомпенсировано Преаппалачским прогибом. В его пределах расположение фациальных зон и внутривосстановительных структур соответствует апалачскому тренду, тогда как в Мичиганском бассейне оси складок перпендикулярны этому тренду, а границы фациальных зон имеют округлую форму. Эта закономерность подчеркивается и ориентировкой главных напряжений в пределах Аппалач и Мидконтинента [Zoback, Zoback, 1980]. Вряд ли Аппалачская орогения могла влиять и на заложение других аналогичных бассейнов (Виллистон, Иллинойс и др.), которые составляют с Мичиганским единый тектонический ансамбль плитной части Северо-Американской платформы. Влияние Атлантики также можно исключить, поскольку развитие плитных бассейнов Северной Америки происходило в палеозое, а Атлантический океан начал развиваться как реальная структура в юре. Кроме того, ни один из упомянутых вариантов не объясняет особенности структуры и эволюции бассейна, которые были подчеркнуты ранее, а именно: заложение центрально-симметричной впадины, длительное пликативное прогибание дна седиментационного бассейна (поверхности фундамента), сопряженное образование изометричной общей формы и линейной инфраструктуры, возникновение самой инфраструктуры. Необъяснимо происхождение центрально-симметричных платформенных морфоструктур типа Мичиганского бассейна или купола Адирондак и с позиций взаимодействия литосферных плит [Brown, Reilinger, 1986].

### **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ И МИЧИГАНСКОГО БАСЕЙНА**

Рассмотренные долгоживущие отрицательные морфоструктуры (Онежская мульда и Мичиганский бассейн) обладают чертами сходства и различия.

*Черты сходства.* Заложение на консолидированной сиалической коре, центрально-симметричная форма, длительное перманентно-прерывистое прогибание земной коры, сочетание общей округлой синклинали формы

с линейной инфраструктурой, сочетание в инфраструктуре широких пологих синклиналей и узких антиклиналей, сходство их современной морфоструктуры, наличие центральных гравиметрической и магнитной аномалий, повышенное содержание углерода (нефть, шунгиты) и его концентрация в антиклинальных структурах.

*Черты различия.* Прежде всего, нужно отметить приуроченность описываемых структур к различным континентам и разными этапам развития земной коры. Заложение и большая часть истории Онежской мульды связаны с палеопротерозойским протоплатформенным этапом Восточно-Европейской платформы. Развитие Мичиганского бассейна происходило в палеозое на плитной стадии Северо-Американской платформы. Это, по-видимому, обусловило различие в проявлении магматизма и метаморфизма. Онежской мульде свойственен интенсивный вулканизм и проявление метаморфических и метасоматических процессов, тогда как в пределах Мичиганского бассейна магматизм и метаморфизм полностью отсутствуют. Существенны различия в проявлении структурообразующих процессов, во всяком случае в том, что касается их интенсивности. Для Онежской мульды характерно яркое проявление сдвиговой тектоники и латерального течения пород фундамента и чехла. В Мичиганском бассейне сдвиговая составляющая предполагается по аналогии с расположенным рядом бассейном Иллинойс, и если она есть, то лишь в зачаточной форме. Онежской мульде свойственна сопряженность общего прогибания с чередованием эпох транспрессии и транстенсии [Леонов М. и др., 2001, 2003]. Мичиганский бассейн характеризуется устойчивым прогибанием и вертикальным опусканием дна впадины.

Такое сочетание характеристик указывает, что в образовании Мичиганского и Онежского бассейнов задействованы геодинамические режимы двух категорий: (А) межрегиональный (или глобальный) режим, общий для различных участков земной коры и разных этапов ее развития и отражение которого запечатлено в чертах сходства; (Б) локальные (региональные) режимы, проявляющиеся в определенных обстановках и на определенных этапах развития, которые обнаруживают себя в индивидуальных особенностях строения и эволюции описанных структур. Существование надрегионального геодинамического режима на плитной стадии развития платформ подтверждается также примерно одновременным заложением подобных бассейнов на разных континентах в интервале времени 530–450 млн лет. В пределах Северной Америки формирование бассейнов началось: Иллинойс – 525, Мичиган – 520–460, Виллистон – 530–500 млн лет тому назад [Klein, Hsui, 1987]. Наличие центральной симметрии бассейнов указывает на то, что надрегиональный режим связан с относительно изотропным полем напряжений. Линейность внутренней структуры контролируется региональным полем напряжений с отчетливо выраженной анизотропией<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Сосуществование надрегионального и регионального геодинамических режимов на плитной и орогенной стадиях эволюции консолидированной коры выявлено нами и при сравнительно-тектонической характеристике Байкальского региона и Гиссаро-Алая (Тянь-Шань) [Леонов М. и др., 2008].

## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ДОЛГОЖИВУЩИХ МОРФОСТРУКТУР ФУНДАМЕНТА (БАССЕЙНОВ)

Существуют различные мнения относительно понятия «осадочный бассейн». В этой главе терминологические проблемы не обсуждаются, и здесь, вслед за [Дэллмес, 1969], приняты следующие определения. *Бассейн* – топографическая или структурная впадина. *Динамический бассейн* – структурно единый погружающийся участок земной коры, независимый от уровня моря, рельефа, наличия осадков или структурного плана, предшествующего погружению. Динамические бассейны подразделены на два типа: 1) *первичные*, образованные в результате концентрического прогибания земной коры (бассейны имеют в плане округлую или эллиптическую форму); 2) *вторичные*, прогибание которых связано с тектоническими нарушениями (форма таких бассейнов удлинённая). *Седиментационный бассейн* – топографическая депрессия, в которой накапливаются осадки. Его размеры и форма контролируются только рельефом. Динамические и седиментационные бассейны могут совпадать друг с другом, но это не неперенное условие.

Модель развития первичных динамических бассейнов, основанная на анализе геологического развития многих отрицательных структур (в том числе и бассейна Мичиган) и связанная с глобальным геодинимическим режимом, предложена К. Дэллмесом [1969]. Суть модели состоит в следующем. Земля – сплюснутый с полюсов сфероид. Размеры, форма и динамические условия (скорость вращения) Земли накладывают определённые ограничения на вертикальные перемещения ее поверхности. В частности, это находит отражение в коррелируемости некоторых фундаментальных величин [Дэллмес, 1969; Мишин, Степина, 2000; Сорохтин, Ушаков, 2002]: величина сжатия у полюсов ~21 км; размах рельефа Земли ~20 км; максимальная мощность фанерозойского плитного осадочного чехла ~19 км. Из этого следует, что формирование рельефа поверхности фундамента (и, соответственно, дна осадочных бассейнов) может быть напрямую связано с деформацией сфероида Земли. И при реологической расслоенности литосферы прогибающийся участок упругой оболочки, которая покоится на менее упругом подкоровом слое, в изотропном поле напряжений неизбежно примет округлую форму независимо от того, вызвано ли прогибание нагрузкой сверху или утратой опоры снизу [Gunn, 1949]. Таким образом, можно полагать, что заложение центрально-симметричных отрицательных структур связано с глобальным механизмом, определяемым формой Земли, ее строением и элементами вращения.

И еще ряд важных соображений приводит К. Дэллмес. На профилях поверхность Земли обычно рисуется плоской, а соотношение вертикального и горизонтального масштабов искажено. В этом случае прогибание дна бассейна компенсируется удлинением линии профиля его дна и, следовательно, *растяжением*. При учете сферичности земной поверхности и в неискаженном масштабе видно, что вертикальное опускание дна бассейна связано не с удлинением линии основания, а с ее *сокращением* (дуга всегда длиннее стягивающей ее хорды) (рис. 3.1.5). Профиль основания бассейна в начале-

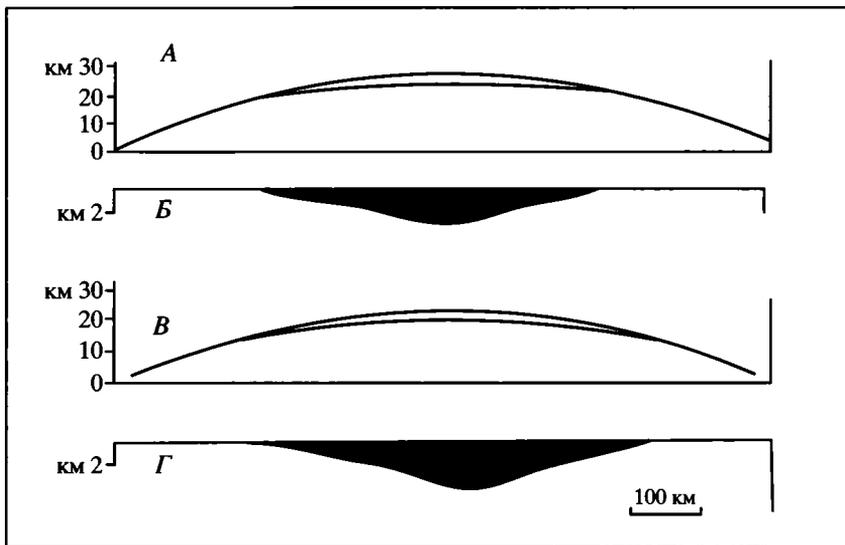


Рис. 3.1.5. Профили через бассейн Мичиган [Дэллмес, 1969]

A, B – соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:25; Б, Г – соотношение масштабов 1:5

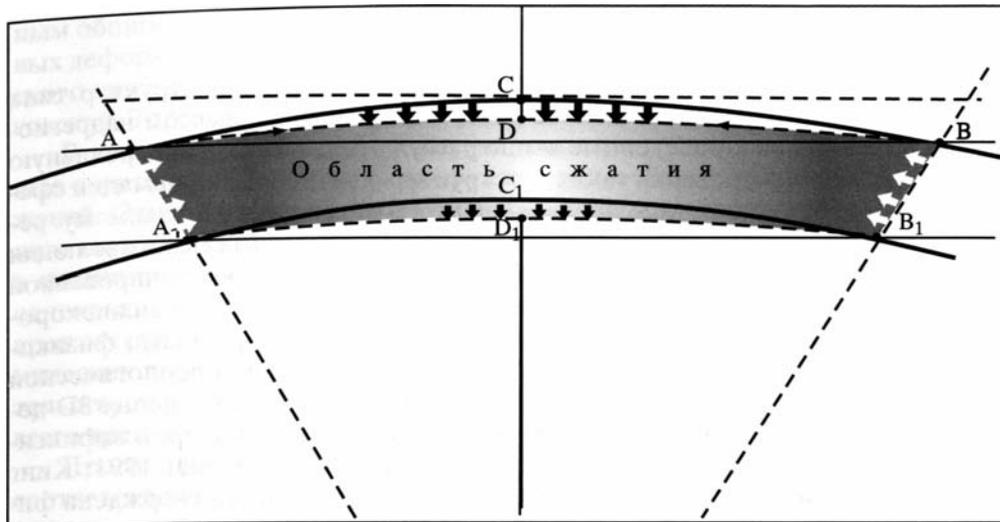
Fig. 3.1.5. Profiles across the Michigan basin

(A, B) vertical to horizontal scale ratio 1: 25; (Б, Г) ditto 1:5

прогибания никогда не принимает вогнутую форму, и расстояние между точками перегиба сокращается.

Результатом вертикального опускания земной коры является *сжатие* между точками перегиба (рис. 3.1.6). Опускание участка сферической поверхности приводит к уменьшению объема, заключенного под этим участком, а поднятие – к увеличению объема, что должно сопровождаться латеральным перераспределением вещества. При диаметре бассейна более 500–600 км породы на линии дна практически всегда находятся в обстановке сжатия. Обстановка преимущественного сжатия сохраняется в течение всего седиментационного цикла и в бассейнах шириной 200–400 км при мощности отложений не более 4000 м. При дальнейшем опускании дно может перейти некую критическую отметку, ниже которой длина профиля начнет увеличиваться и сжатие сменится растяжением. Глубина, на которой происходит смена укорочения профиля на удлинение, зависит от диаметра прогибающегося участка земной коры.

Как показывают расчеты К. Дэллмеса, напряжения сжатия, возникающие вследствие сокращения пространства, достаточны, чтобы вызвать образование складок в первичном динамическом бассейне. Складчатость развивается постепенно и одновременно с прогибанием. Принципиально сходная модель ранее была предложена Г. Штилле [1964] для объяснения складкообразования в прогибах, заложившихся на консолидированной коре. Добавим, что общее напряжение сжатия вызывает в реологически расслоенных средах действие механизма изгибающей неустойчивости, и это приводит



**Рис. 3.1.6.** Схема формирования первичного динамического бассейна (по: [Дэллмес, 1969])

При прогибании сферической поверхности Земли, опускании дна бассейна (ACB) и разделов внутри литосферы ( $A_1C_1B_1$ ) сохраняется выпуклая форма этих поверхностей (ADB,  $A_1D_1B_1$ ). При этом длина линии уменьшается, так как хорда (AB) всегда короче дуги (ACB). И если дно бассейнов не переходит хорду, возникает область сжатия

**Fig. 3.1.6.** Formation scheme of initial dynamic basin

By downwarping of the Earth's spherical surface, the subsiding basin floor (ACB) and interfaces inside lithosphere ( $A_1C_1B_1$ ) retain their convex shape (ADB,  $A_1D_1B_1$ ). As chord (AB) is always shorter than arc (ACB), the line length diminishes, and emergence of compression field is unavoidable, when the floor line is approaching the chord

к формированию закономерно расположенных зон нагнетания (антиклинальных складок, вздутий) и оттока (зон прогибания) [Лобковский, 1988].

Напряжение в центре опускающегося участка (при допущении, что фундамент сложен гранитами с сжимаемостью  $\beta_0 = 20 \times 10^7$ ), обусловленное лишь вертикальным смещением, приближается к пределу прочности гранита ( $\sim 1500 \text{ кг/см}^2$ ). Длительное существование напряжений и наличие неоднородностей приводит к деформации задолго до достижения предела прочности пород фундамента. По отношению к длительным напряжениям предел прочности гранита может снизиться до  $630 \text{ кг/см}^2$ . Тангенциальные напряжения в центральной части бассейна превышают вертикальную нагрузку настолько, что деформация начинается и в самом фундаменте. Породы обладают высоким сопротивлением на сжатие и низким на растяжение. Для гранитов предел прочности на сжатие  $\sim 1500 \text{ кг/см}^2$ , на растяжение  $\sim 50 \text{ кг/см}^2$ . В результате анизотропии пород по отношению к напряжениям они могут разрушаться в локальных зонах вторичных напряжений *растяжения*, порождаемых первичными напряжениями сжатия. При неоднородной деформации это явление широко распространено.

Центрально-симметричная форма долгоживущих морфоструктур типа первичных динамических бассейнов детерминирована процессом надрегионального значения. Приведенные выше рассуждения показывают реальную возможность формирования таких геоструктур вследствие деформации сфероида Земли. Но конкретное проявление этого механизма, по-видимому, реализуется лишь на определенной (континентально-плитной) стадии эволюции литосферы, к началу которой происходит образование консолидированной континентальной коры и ее расслоение на верхне-, средне- и нижнекоревый слои. При этом кора, несмотря на наличие слоев с разными физико-химическими свойствами, в целом обладает относительной реологической гомогенностью. Это делает возможным проявление в ее пределах 3D-деформации тектонического течения, структурные следы которой зафиксированы при натурных наблюдениях [Ажгирей, 1966; Бероуш, 1991; Кинг Л., 1967; Леонов М., 1997; и др.] и возможность которой подтверждена физическим и численным моделированием [Артюшков, 1993; Биргер, 1996, 1998; Gunn, 1949]. В этом случае кора реагирует на квазиизотропное глобальное напряженное состояние центрально-симметричными изгибами большого радиуса кривизны и пространственным перераспределением горных масс. Такова, вероятно, первопричина заложения и длительного существования Мичиганского и подобных ему бассейнов (Иллинойс, Виллингтон и др.).

Формирование центрально-симметричной Мичиганской впадины происходит в пределах развития консолидированной коры с возникшим в докембрии структурным трендом. Влияние исходной анизотропии фундамента, по-видимому, определило линейное расположение складчатых структур Мичиганского бассейна, а их возникновение связано со сжатием, которое проявляется при укорочении дна бассейна в процессе его опускания. При этом дно Мичиганского бассейна никогда не переходило критическую отметку, на которой происходит замена общего сжатия на растяжение. И значительные объемы пород находились в обстановке сжатия в течение всего периода существования бассейна. Возможно, именно с этим связано отсутствие проявлений магматизма и метаморфизма в пределах бассейна Мичиган, который может рассматриваться как тектонотип (генотип) подобного рода структур.

Механизм заложения и эволюции Онежской мульды представляется более сложным. Основываясь на изложенном ранее материале (см. работы М. Леонова с соавторами) и данных, приведенных в этой главе, можно предложить следующую (в известной степени гипотетическую) схему развития Онежского региона. В раннем протерозое на кристаллическом фундаменте Карельского массива накапливались вулканогенно-осадочные серии прото-платформенного чехла. Формирование динамических и соответствующих им осадочных бассейнов происходило в условиях объемного сдвигового течения пород фундамента, их повышенной флюидно-магматической проницаемости и чередования эпох транстенсии и транспрессии. Большинство бассейнов имеет транстенсионную природу, что свидетельствует о преобладании анизотропного поля напряжений. Это подтверждается и слегка сигмоидаль-

ным общим структурным рисунком бассейнов, характерным для зон сдвиговых деформаций, что подтверждено, в частности, для ряда структур Балтийского щита физическим моделированием [Бондаренко, 1984, 1991; Пржиялговский, Терехов, 1984].

В то же время некоторые структуры имеют относительно изометричные очертания, тем самым фиксируя наличие квазиизотропного поля напряжений. Одной из них является Онежская мульда, в строении которой отчетливо видно сочетание двух структурных планов: центрально-симметричного и линейного. Центрально-симметричный план структуры, независимо от неоднократной смены режимов трансенсии и транспрессии, сохраняется на протяжении всего раннего протерозоя и, несмотря на смену многих геодинамических параметров, вновь проявляется в новейшее время. Все это свидетельствует о постоянном наличии изотропного поля напряжений в течение всего времени существования Онежской мульды.

Прогибание поверхности консолидированной коры вызвало сжатие в соответствии с описанным выше механизмом. Исходный диаметр бассейна неизвестен, но, учитывая современные размеры структуры, а также данные палеогеографических и неотектонических реконструкций, можно полагать, что ширина бассейна была 150–250 км. В этом случае сжатие должно было продолжаться до тех пор, пока дно бассейна в точке его максимального погружения не достигло глубин 500–1000 м относительно точки перегиба в бортах бассейна. Этот отрезок времени примерно соответствует сариолию и раннему ятулию и характеризуется: началом конседиментационного роста структурных куполов [Колодяжный и др., 2000]; накоплением мощного элювия, кварцевых, олигомиктовых и полимиктовых песчаников и конгломератов [Хейсканен, 1980, 1996]; очень скромным (относительно сумия и позднего ятулия) проявлением магматизма [Светов, 1979], что является косвенным свидетельством обстановки сжатия в этом регионе.

В этот период в результате интерференции режимов общего сжатия, изгибной неустойчивости и продольного сдвигового течения образовалась зачаточная складчатая инфраструктура. Субпараллельная, дисгармоничная по отношению к общей форме ориентировка складок была предопределена общим линейным сдвиговым трендом Карельского массива. По достижении дном бассейна глубин порядка 500–1000 м (при указанной выше ширине) сжатие ниже линии дна бассейна сменяется растяжением, что облегчает проникновение магматического материала и находит отражение в мощных вулканических излияниях конца раннего, среднего и позднего ятулия. В дальнейшем, в соответствии с характером деформации плоского протяженного тела, в бассейне сосуществуют два, казалось бы, несовместимых режима: трансенсии (растяжения со сдвигом) – ниже нейтральной поверхности и транспрессии (сжатия со сдвигом) – выше нейтральной поверхности, что определяет рост конседиментационных складок (выше нейтральной поверхности) и внедрение магматического материала (ниже нейтральной поверхности).

По мере заполнения бассейна осадками происходит перманентное смещение нейтральной поверхности вверх по разрезу (гипсометрически она остается примерно на одном и том же уровне). В результате выше нейтраль-

ной поверхности складчатость захватывает все более молодые толщи пород, а ниже нейтральной поверхности образуются зоны декомпрессии, в которые легко проникает (с течением времени во все более высокие горизонты) магматический материал.

Весьма вероятно, что перемещение по разрезу нейтральной (нулевой) поверхности, знаменующей изменение знака напряженного состояния со сжатия на растяжение, приводит к смещению по разрезу зоны межпластовой дисгармонии. Эта зона служит областью проникновения силлов, являющихся характерной формой проявления магматизма в регионе. Такой механизм внедрения магмы при силлогенезе находит подтверждение в специальном исследовании Дж. Робертса [1972]. Это исследование на основе расчетов, учитывающих диаметр бассейна, амплитуду прогибания, распределение возникающих горизонтальных напряжений и вертикальной нагрузки, показало, что при деформации сферической поверхности Земли и прогибании бассейна наиболее благоприятные условия для горизонтального проникновения магматического материала (при субвертикальных подводящих каналах) создаются именно на уровне, где «горизонтальное напряжение  $\sigma_x$  в нормальном к оси бассейна направлении изменяет свой характер от растяжения на сжатие» [Робертс, 1972, с. 278]. Дж. Робертс, проанализировав четыре известных из литературы варианта формирования силлов, пришел к выводу, что наиболее вероятен рассмотренный выше.

В позднем ятулии и суйсарии бассейн углубляется. Поверхность дна в центральной части бассейна, вероятно, переходит критическую отметку, что становится причиной общего растяжения и массовых магматических излияний. Все эти процессы в значительной степени стимулируются и 3D-сдвиговым течением, характерным для всего региона в целом. В завершающую фазу осадконакопления (петрозаводское и шокшинское время) за счет интенсивного сноса терригенного материала происходит обмеление бассейна и его постепенное отмирание. Поверхность дна и залегающие непосредственно ниже толщи отложений вновь оказываются в области сжатия, и магматическая деятельность практически прекращается. Однако в конце шокшинского времени происходит внедрение мощного и протяженного силла. Основываясь на этом факте и принимая во внимание отсутствие в Западно-Онежской синклинали линейных складок, можно предположить, что в этот период район мульды снова находился в режиме растяжения или трансенсии.

История развития в позднем протерозое и фанерозое остается неясной, но неоднократное возобновление метасоматической минерализации в линейных антиклинальных зонах (см. выше) указывает на перманентную их активизацию в режиме трансенсии. На новейшем этапе происходит активизация региона, и основной план развития в принципе наследует более древний: формируются овальные морфоструктуры и происходит дооформление линейной инфратектоники. Одним из феноменов новейшего этапа (как и в бассейне Мичиган) является рост морфоструктурного купола в центре овального прогиба. Однако, констатируя наличие этой особенности, нужно признать, что ее происхождение пока не находит удовлетворительного объяснения.

Под Онежской мульдой расположена региональная положительная магнитная аномалия, а в составе выполняющих ее отложений находятся магнито-

активные тела – силлы и дайки габбро-долеритов, обогащенные сульфидами шунгитовые сланцы. Шунгитсодержащие толщи участвуют в формировании диапироподобных и купольных структур, их мощность резко возрастает в зонах линейных антиклиналей, и они местами имеют вид экструзий [Ромашкин, Суханов, 2002; Филлипов, Ромашкин, 2000]. Сказанное приводит к выводу, что механизм структурообразования, обусловленный региональной магнитной аномалией и дифференцированной магнитной восприимчивостью породных масс, вполне реален. Приведенная модель в определенной степени объясняет и механизм формирования новейшей морфоструктуры территории с куполообразным поднятием, обрамленным озерными впадинами, и можно достаточно уверенно говорить о том, что современный облик Онежской структуры является следствием интерференции нескольких геодинамических режимов, среди которых основные – надрегиональный режим изотропной деформации поверхности консолидированной коры и региональный режим объемного сдвигового тектонического течения (рис. 3.1.7, см. вклейку).

\* \* \*

Подводя итог изложенному выше, нужно подчеркнуть, что я отдаю себе отчет в дискуссионности ряда высказанных положений и выводов, которые нуждаются в обсуждении и дальнейшей проверке. Возможно, некоторые из них со временем будут отброшены. Но на настоящий момент можно утверждать следующее.

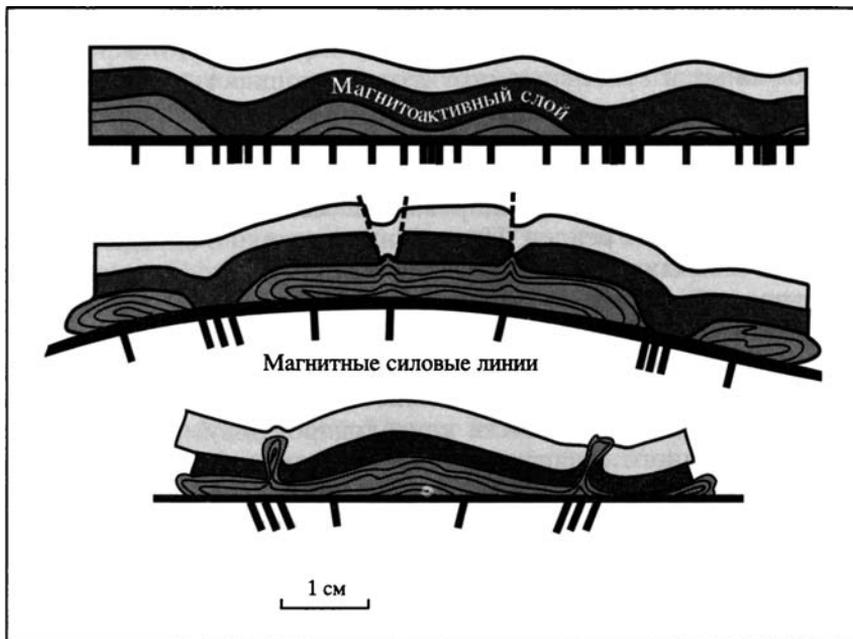
Центрально-симметричные долгоживущие морфоструктуры фундамента, в том числе динамические бассейны первого рода, являются одним из характерных тектонических элементов платформ.

Тектоническая эволюция подобных структур – процесс многокомпонентный, и их современный облик обусловлен интерференцией геодинамических режимов и структурообразующих механизмов различного ранга и генезиса.

Модель формирования динамических бассейнов первого рода, включающая в себя совокупное действие надрегионального режима (деформация сфероида Земли) и частных региональных режимов, на современном уровне знаний наиболее адекватна природным реалиям.

Таким образом, внутриплитная тектоника континентальных платформ во многом связана с геодинамическими режимами, независимыми от механизмов глобальной тектоники, которые обусловлены главным образом взаимодействием между литосферными плитами.

Этот вывод находит косвенное подтверждение в геологии ряда регионов. Как можно было видеть из изложенного выше материала, в развитии внутриплитных континентальных и палеоокеанических бассейнов наблюдается ряд особенностей, которые до настоящего времени не получили адекватного истолкования. Одной из таких черт является «внезапное» дискретное расчленение дна бассейнов на систему относительно узких конседиментационных поднятий (антиклинальных вздутий или складок) и широких прогибов и резкое различие стилиа и интенсивности структурной переработки пород в зонах относительного воздымания и опускания. Эти закономерности



**Рис. 3.1.9.** Модель формирования тектонических структур в неоднородном магнитном поле [Лучицкий, Бондаренко, 1967]

**Fig. 3.1.9.** A model of tectonic structures formation in inhomogeneous magnetic field

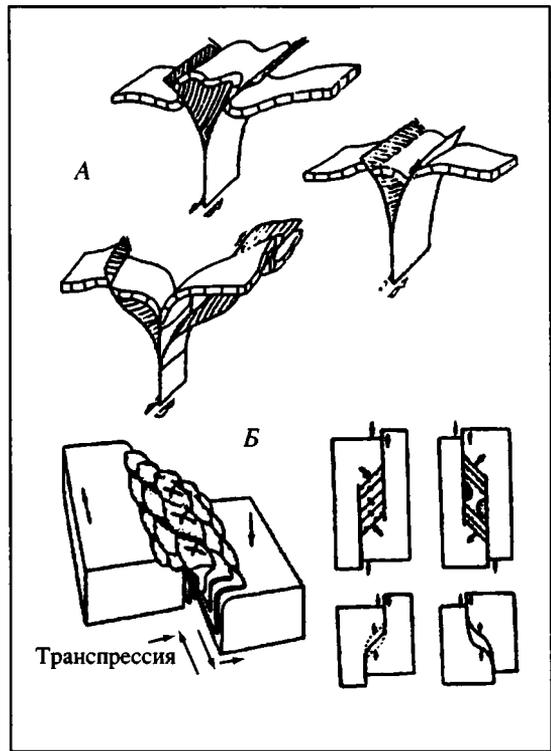
сти и причины, их вызывающие, были рассмотрены нами на примере Гиссаро-Алайской горной области, Онежской мульды и Мичиганского бассейна. При этом формируются специфические структуры, которые получили в литературе название «структура цветка» (flower structures). Иногда их называют также «структуры пальмового дерева» (palm-tree structures). Эти структуры характеризуются концентрированным характером деформаций (см. рис. 1.4.19, см. вклейку; 1.4.20, см. вклейку; 1.4.21, см. вклейку; 1.5.19, см. вклейку; 3.1.3) и бывают двух типов: «синклинорные» и «антиклинорные» (рис. 3.1.8, см. вклейку). Сходные морфоструктуры характерны и для иных геодинамических обстановок: внутриплитных (Африка) (рис. 3.1.10, А), окраинно-континентальных (Марокканский Риф) (рис. 3.1.11, А), передовых прогибов (Предкавказский прогиб) (рис. 3.1.11, Б), внутрибассейновых поднятий (Пьенинский утесовый пояс Карпат, Известняковый кряж Северной Африки, Курганакская зона Тянь-Шаня) (рис. 3.1.11, В; 3.1.11, Г). Структуры цветка получены на физических моделях (рис. 3.1.9; рис. 3.1.10, Б) и др. В контексте интересующей нас проблемы нужно отметить две закономерности их формирования: 1 – расстояние между осями этих структур во всех названных районах – Онежской мульде, Мичиганском бассейне, Южном Тянь-Шане, Марокканском Рифе, Предкавказском прогибе – примерно одинаково и составляет 15–25 км; 2 – возникают они в определенный этап развития бассейнов, при достижении ими определенной глубины погружения дна.

**Рис. 3.1.10.** Структуры цветка

*А* – бассейн Комба (Африка) (по: Alvarez, Maurin, 1991); *Б* – модель (Морозов, Гептнер, 1997)

**Fig 3.1.10.** Flower (or palm-tree) structures

*A* – Comba basin; *B* – model



Учитывая, что все эти регионы отвечают совершенно различным геодинамическим обстановкам, время заложения и формирования структур различно, как различны и типы развития, можно предположить, что образование подобных структур связано не с региональными особенностями, а с некими фундаментальными закономерностями структурообразования глобального свойства, возможно с глобальным напряженным состоянием и деформацией сфероида Земли, как это предположено для Онежской мульды и Мичиганского бассейна.

Округлая форма платформенных бассейнов, которые являются характерным тектоническим элементом платформ, детерминирована процессом межрегионального значения и наличием изотропного поля напряжений, но его проявление возможно только на определенной стадии эволюции литосферы, когда существует расслоение фундамента на верхне- и нижнекоровый слой с различной вязкостью, но относительной реологической гомогенностью. Это делает возможным проявление в их пределах 3D-деформации, а напряженное состояние релаксируется за счет образования центрально-симметричных изгибов большого радиуса кривизны и пространственного перетока горных масс. Прогибающийся участок упругопластичной сферической оболочки, залегающей на менее вязком подкорковом слое, в изотропном поле напряжений неизбежно примет эту форму (Р. Ганн). Таков, вероятно, генезис Мичиганского и подобных ему бассейнов (Иллинойс, Виллингтон и др.), а также Онежской мульды.

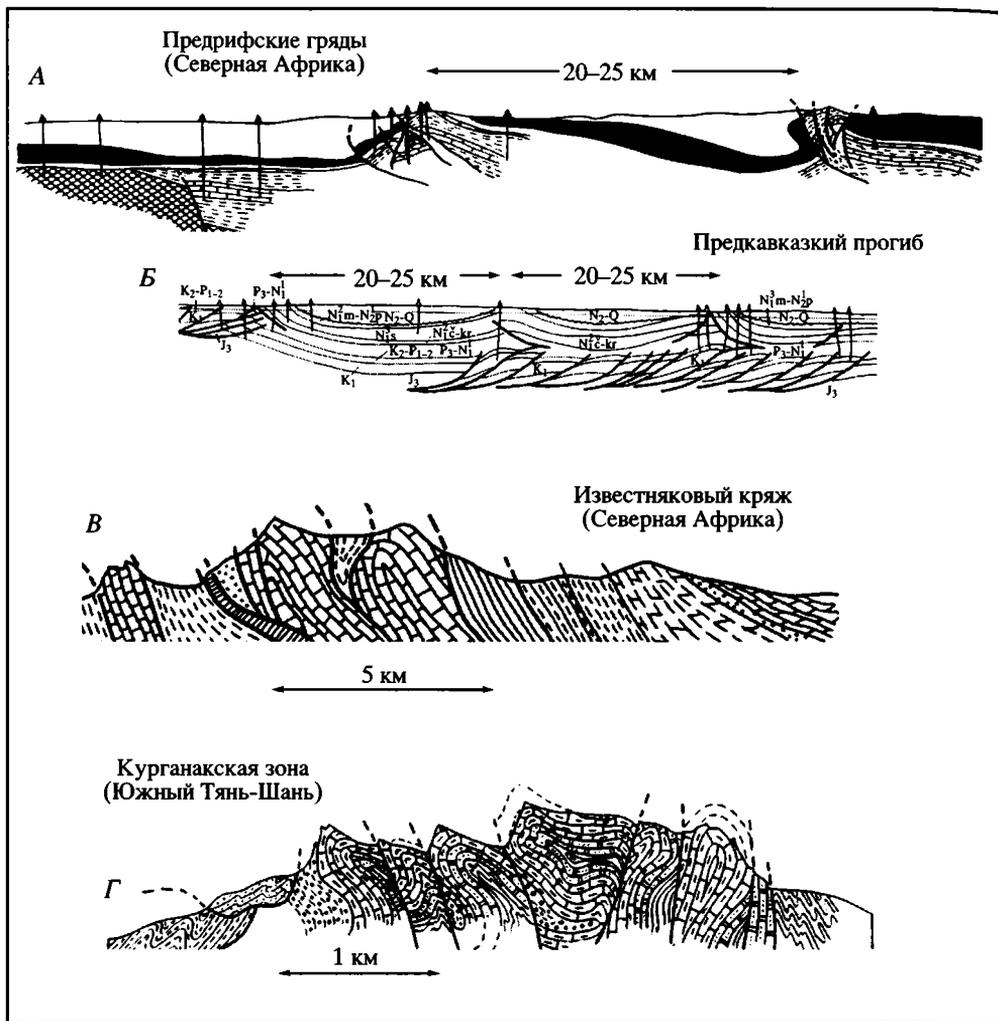


Рис. 3.1.11. Примеры структур типа цветка

А – по [Тектоника..., 1973]; Б – по [Геология..., 1987]; В – по [Krenkel, 1971]; Г – по М.Г. Леонову

Fig. 3.1.11. Flower (or palm-tree) structures examples

В условиях регионального анизотропного поля напряжений, которое свойственно подвижным зонам земной коры, возникают «протяженные» тектонические морфоструктуры, т.е. формирование подобных бассейнов – процесс многокомпонентный, а их облик – результат интерференции режимов различного ранга и генезиса, связанных с реализацией глобального (изотропного) и региональных (анизотропных) полей напряжений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Артюшков Е.В.* О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях // Проблемы современных движений земной коры: Материалы III Международн. симпоз. М., 1969. С. 517–522.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.
- Бакиров А.А.* Нефте-газоносные области Северной и Южной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 296 с.
- Бероуш Р.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
- Биргер Б.И.* Устойчивость литосферы при горизонтальном сжатии // Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. М.: ОИФЗ, 1996. Вып. 28. С. 4–20.
- Биргер Б.И.* Модулированные термомонективные волны в литосфере Земли // Рос. журн. наук о Земле. 1998. Т. 1, № 2. С. 141–155.
- Бондаренко П.М.* К методике моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 54–88.
- Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
- Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. 272 с.
- Дэллмес К.Ф.* Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.
- Зверев А.Т.* Взаимосвязь современных, новейших и древних вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1982, № 3. С. 55–59.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 666 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Кинг Ф.* Геологическое развитие Америки. М.: Изд-во. иностр. лит., 1961. 300 с.
- Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 272 с.
- Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю.* Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 11–27.
- Корешков И.В.* Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 176 с.
- Коржуев С.С.* Морфоструктуры кристаллических щитов и проблема древнего пенеплена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 94–106.
- Кохи Дж., Лэндс К.* Нефть в бассейне Мичиган // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 996.
- Кропоткин П.Н., Валаев Б.М., Гафаров Р.А.* и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 392 с.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 192 с.
- Лазарев В.С., Лобачев А.В.* К истории формирования локальных поднятий платформенных областей // Геотектоника. 1970. № 1. С. 41–45.
- Леонов Г.П.* Историческая геология: Основы и методы: Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 344 с.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С.* и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: GEOS, 2001. 120 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В.* Тектоника Онежской мульды. I // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003а. № 1. С. 3–11.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В.* Тектоника Онежской мульды. II // Там же. 2003б. № 2. С. 12–18.

- Леонов М.Г., Мазукабзов А.М., Морозов Ю.А.* и др. Геодинамика Западного Забайкалья и Гиссаро-Алайской горной области на плитном и орогенном этапах // Общие региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ХLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 483–490.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Тектоническое моделирование в искусственном магнитном поле // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 5. С. 1173–1176.
- Мид Б.К.* Сообщение подкомиссии о современных движениях земной коры в Северной Америке // Проблемы современных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1975. С. 131–145.
- Мишин Н.И., Степина З.А.* Платформенный панцирь Земли. СПб.: Тема, 2000. 200 с.
- Наливкин В.Д., Гостинцев К.К., Гроссгейм В.А.* О типах крупных платформенных структур США // Геотектоника. 1969. № 6. С. 3–14.
- Николаев В.Г.* Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 406).
- Пржиялловский Е.С., Терехов Е.Н.* Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 46–54.
- Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. 696 с.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Робертс Дж.* Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 230–283.
- Ромашкин А.Е., Суханов А.В.* Пластично-деформированные нижнепротерозойские высокоуглеродистые (шунгитовые) породы участка Лебещина // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы Междунар. конф. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. С. 201–202.
- Свенн Д., Белл А.* Распространение нефти в бассейне Иллинойс // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 180–199.
- Светов А.П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
- Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. 602 с.
- Филлипов М.М., Ромашкин А.Е.* Генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. Междунар. симпоз. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2000. С. 58–66.
- Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2002. 604 с.
- Хейсканен К.И.* Карельская геосинклиналь. Л.: Наука, 1980. 166 с.
- Хейсканен К.И.* Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб.; Петрозаводск, 1996. 64 с.
- Чайкин В.Г.* Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 268–269. (Материалы XXXII Тектон. совещ.; Т. 2).
- Чирич Б.* Геологические аспекты современных вертикальных движений земной коры // Проблемы современных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1975. С. 122–131.
- Штумпле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
- Alvarez Ph., Maurin J.-C.* Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. 1991. Vol. 50, N 1/2. P. 139–152.

- Andrews J.* Present and Postglacial rates of uplift for glaciated northern and eastern North America derived from postglacial uplift curves // *Canad. J. Earth Sci.* 1970. Vol. 7, N 2. P. 703–715.
- Beckman W., Whitten E.N.T.* Three-dimensional variability of fold geometry in the Michigan Basin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80, N 8. P. 1629–1634.
- Brown L., Jensen L., Oliver J.* et al. Rift structure beneath the Michigan Basin from COCORP profiling // *Geology.* 1982. Vol. 10, N 12. P. 645–649.
- Brown L., Reilinger R.* Epeirogenic and intraplate movements // *Active tectonics.* Wash. (D.C.): Acad. press, 1986. P. 30–44.
- Cannon W., Lee M., Hinze W.* et al. Deep crustal structure of the Precambrian basement beneath northern Lake Michigan, midcontinent North America // *Geology.* 1991. Vol. 19, N 3. P. 207–210.
- Eisbacher G., Bielenstein H.* Interpretation of elastic-strain-recovery measurements near Elliot Lake, Ontario // *Canad. J. Earth Sci.* 1970. Vol. 7, N 2. P. 576–578.
- Fujita K., Sleep H.* A re-examination of the seismicity of Michigan // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 186, N 1/2. P. 75–106.
- Gunn R.* Isostasy – extended // *J. Geol.* 1949. Vol. 57, N 3. P. 263–279.
- Hamilton C.* Summary report on studies of recent crustal movements in Canada // *Проблемы современных движений земной коры: Материалы III Междунар. симпоз. М., 1969.* С. 156–160.
- Holst B.T.* Regional jointing in the northern Michigan Basin // *Geology.* 1982. Vol. 10, N 5. P. 273–277.
- Holst B.T., Foote G.R.* Joint orientation in Devonian rocks in the northern portion of the lower peninsula of Michigan // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1981. Vol. 92, pt. I. P. 85–93.
- Howell P., Van der Puijm B.* Early history of the Michigan Basin: Subsidence and Appalachian tectonics // *Geology.* 1990. Vol. 18. N 12. P. 1195–1198.
- Johnson A., Sorensen O.* Evaluation of high-purity limestones and dolostones in northern Michigan // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1981. Vol. 92, N 9, pt. I. P. 634–640.
- Klein G., Hsui A.* Origin of cratonic basins // *Geology.* 1987. Vol. 15, N 12. P. 1094–1098.
- Krenkel E.* Geologi und bodenschätze Afrikas. Leipzig: Acad. Verlag. 1957. 598 p.
- Mörner N.-A.* The Northwest European «Sea-level laboratory» and Regional Holocene Eustasy // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1979. Vol. 29. P. 281–300.
- Pirtle G.* Michigan structural basin and its relationship to surrounding areas // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1932. Vol. 16, N 2. P. 145–152.
- Ramsay J., Huber M.* The techniques of modern structural geology. L.: Acad. press, 1987. Vol. 2. P. 309–700.
- Sleep N., Sloss L.* A Deep borehole in the Michigan Basin // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83, N B12. P. 5815–5819.
- Talwani P., Rejendran K.* Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 186, N 1/2. P. 19–41.
- Vogler E., Meeyers Ph., Moore W.* Comparison of Michigan crude oils // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45, N 11. P. 2287–2293.
- Walcott R.* Characteristics of recent uplift in North America // *Проблемы современных движений земной коры: Материалы IV Междунар. симпоз. Таллин: Валгус, 1975.* С.146–155.
- Zoback M.L., Zoback M.D.* State of stress in the conterminous United States // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 6113–6156.

## ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПРОТРУЗИИ (ПЛИТО-ПОТОКИ) В СТРУКТУРЕ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Substantiated in this chapter is the concept of *horizontal protrusions* or *plate-flows* representing specific geological structures exemplifying important structural elements of the Earth's crust, which have been connected in origin with the large-scale 3D-flows of rock mass and played a significant role in tectonic evolution of the Earth's lithosphere. The «plate-flow» is a geological body bounded by two (*sub*)horizontal planes and displaying indications of 3D-rheoid deformation of rock mass it is composed of. The concept is substantiated by analysis and generalization of data on regional structures of the Tien Shan, Baltic Shield, South Africa, Hercynides of Europe, Anatolia, Caribbean and Scotia Sea regions. In terms of structure and geodynamic evolution, the following set of distinctive features is characteristic of horizontal protrusions: (1) their specific structural paragenesis reflects translation movement and 3D-shear flow of rock mass; (2) marginal viscous-elastic shear zones are transformed into flanking overthrusts and nappes; (3) high-grade metamorphism in zones of concentrated deformation (in marginal zones especially) and belts of granulite metamorphism in certain cases; (4) subhorizontal injections of magmatic material under influence of tectonic factors, which led to structural-rheologic delamination of moving mass; (5) comparatively weak morphostructural dissection of relief (except for frontal zones of flattening and squeezing). Field observations are confirmed by data of physical modeling.

Development of «plate-flows» is a fundamental and widespread phenomenon determining many features of structural evolution and geodynamics of the basement in platform and mobile belt areas. The very existence of such flows signifies real (recorded in the crust structure) internal mobility of immense rock masses and reality of their lateral redistribution at different depth levels of continental lithosphere.

В предыдущих разделах книги среди прочих были рассмотрены три вопроса: (1) – возможна ли в принципе объемная (3D) деформация тектонического течения в консолидированном слое земной коры и существуют ли механизмы ее обеспечивающие? (2) – существенна ли роль 3D-деформации при формировании крупных структур земной коры и литосферы? (3) – может ли быть рассмотрено строение крупных континентальных масс с позиции парадигмы масштабного 3D-тектонического течения? На все три вопроса был дан положительный ответ, базирующийся на анализе большого фактического – полевого и литературного материала.

Я неоднократно касался этих проблем и раньше [Леонов М., 1984, 1997, 1999, 2000, 2001]. Тем не менее, высокий темп накопления нового фактического материала и появление новых парадигм заставляют вновь обратиться к поставленным вопросам, но уже с позиций осмысления неких, если и не глобальных, то по крайней мере имеющих надрегиональное значение вопросов структурно-тектонического поведения консолидированного слоя земной коры.

Были рассмотрены также геологические тела, которые проинтерпретированы как протрузии кристаллических пород, внедрявшиеся в верхние горизонты земной коры под влиянием тектонических «шоков» и вязкостной инверсии, что является одним из условий их возникновения. В то же время

было показано, в частности на примере Дзирульского массива, что объемное катакластическое течение может иметь не только вертикальную направленность, но и горизонтальную составляющую движения. Естественно, возникает вопрос, а может ли происходить масштабное латеральное движение квазипластичных масс консолидированного слоя с образованием соответствующих геологических тел и структур? Вопрос, конечно, риторический, поскольку, по-видимому, ни у кого не вызывает сомнения возможность перетекания глубинных, термически пластифицированных масс. Но в этом исследовании я все время подчеркиваю тот факт, что объемная подвижность и течение кристаллических масс возможны и в «холодных» приповерхностных горизонтах, и мнение о невозможности подобных явлений абсолютно ошибочно.

Пример Карельского массива (см. Главу 1.4), по-видимому, позволяет решить этот вопрос положительно, так как его структурный ансамбль свидетельствует о латеральном перемещении горных масс и в новейшее время. Явление это, как мы увидим, не уникально. Подобные структуры обнаружены во многих регионах Земли. Они изучаются и проводятся модельные эксперименты, проливающие свет на особенности их строения и механизмы образования. Представляется актуальным сделать некоторое обобщение собственных и некоторых литературных данных по этому вопросу.

Мы привыкли, что в плейттектонической парадигме литосферные плиты обычно рассматриваются как относительно жесткие пластины (блоки, террейны), консолидированная кора которых (а также и континентов в целом) представляет собой относительно «косную» субстанцию, а все сколь угодно значимые структурообразующие процессы протекают лишь на границах плит (террейнов, континентов).

Однако в пределах континентальной консолидированной коры широко проявлены процессы структурно-вещественных преобразований, связанных с крупномасштабным тектоническим течением горных масс [Леонов М., 2001; Паталаха и др., 1995], и из этого факта вытекает ряд следствий.

Кристаллические массы фундамента континентальных плит и подвижных поясов обладают 3D-подвижностью, связанной с реидной деформацией. Выявлены механизмы структурно-вещественной перестройки, обеспечивающие объемное течение. Согласно современным данным, «процесс разрушения развивается как многоуровневый (в смысле пространственных масштабов)...

На мезоуровнях развиваются специфические мезоэлементы, которые и являются основными носителями деформационного процесса...»...«... главные типы деформаций на мезоуровне суть сдвиг плюс вращение...». А «мезоструктура – это проявление турбулентности в твердом теле» [Гольдин, 2002, с. 7, 8].

К этому надо добавить, что деструктурированные (или, скорее, структурированные определенным образом) твердые среды приобретают свойства сверхпластичности (сверхтекучести). Перечисленные механизмы структурно-вещественной перестройки горных пород проявлены на всех глубинных уровнях консолидированной коры.

Одним из следствий феномена 3D-подвижности является возникновение в пределах консолидированной коры латеральных тектонических потоков

[Копп, 1979, 1997; Леонов М., 2001; Морозов, Гептнер, 1997; Паталаха и др., 1995]. «Вмороженные» в земную кору, они формируют своеобразные объемные структурные элементы, представляющие собой важную составляющую строения и тектонической эволюции литосферы Земли.

В качестве особой разновидности структур земной литосферы эти структуры были обозначены мной в докладе на XXXIII Тектоническом совещании [Леонов М., 2000], а в докладе на XXXVII Тектоническом совещании [Леонов М. и др., 2004] было показано их фундаментальное значение для понимания структуры и геодинамической эволюции консолидированного слоя земной коры. Тогда же были предложены и названия для этой категории структур – «горизонтальные протрузии» (lateral protrusion) или «плито-потоки»<sup>1</sup> (plate flows). Рассмотрим конкретные геологические объекты, которые можно проинтерпретировать с позиций латеральных потоков горных масс.

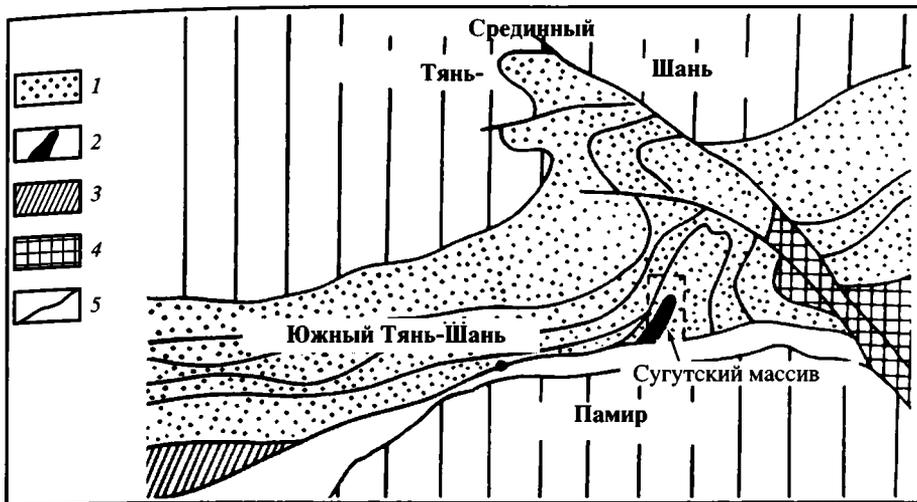
### СУГУТСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ БЛОК (Восточно-Алайский хребет, Тянь-Шань)

Сугутский метаморфический блок (массив) расположен в центральной части Восточно-Алайской сигмоиды и образует ядро Терекдаванского синклинория (рис. 3.2.1). Изучение структуры метаморфических толщ Восточного Алая представляется интересным с двух точек зрения. Во-первых, до сих пор не существует единого мнения о структурно-геологической позиции метаморфических образований Южного Тянь-Шаня, в том числе и Восточно-Алайской зоны; во-вторых, метаморфиты Сугутского блока участвуют в строении крупного структурного изгиба, называемого иногда Восточно-Алайской сигмоидой, природа которого до настоящего времени дискуссионна.

Происхождение дугообразных в плане структур издавна привлекает внимание геологов, и по этому вопросу высказываются различные суждения. Одни исследователи считают дугообразные структуры отражением первичной формы бассейнов седиментации, другие связывают их образование с последующим тектоническим изгибанием, некоторые же вообще отрицают существование плавных изгибов и считают, что дуги состоят из отдельных сопряженных прямолинейных отрезков разнонаправленных структурных элементов, прежде всего разломов. Показательным примером подобных структур и дискуссий, ведущихся вокруг их происхождения, является Восточно-Алайская сигмоида.

Идея о Ферганской (Восточно-Алайской) сигмоиде была высказана Д.И. Мушкетовым [1919]. Он объяснил ее происхождение давлением с юга континентальной массы Гондваны. Однако легко видеть (см. рис. 3.2.1), что такой механизм, по всей вероятности, неприемлем, так как дугообразный

<sup>1</sup> В англоязычной литературе для обозначения сходных структур чаще употребляется термин «латеральная экструзия» (lateral extrusion). Учитывая что термин «экструзия» обычно применяется к магматическим телам и не отражает наличия тектонического фактора, более оправданным мне представляется применение термина «протрузия» в соответствии с его первоначальным пониманием, которое предложил Ч. Лайель в 1871 г.



**Рис. 3.2.1.** Положение Сугутского массива в структуре Южного Тянь-Шаня

1 – Гиссар-Алайская горная страна (Южный Тянь-Шань); 2 – метаморфические породы Сугутского блока; 3 – Южно-Гиссарская зона; 4 – Сулутерекский массив; 5 – основные структурные линии

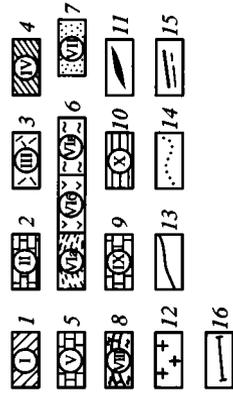
**Fig. 3.2.1.** Position of the Sugut massif in structure of the Southern Tien Shan

(1) Gissar-Alai Mountain system (Southern Tien Shan); (2) metamorphic rocks of the Sugut block; (3) South Gissar zone; (4) Suluterek massif; (5) principal structural lines

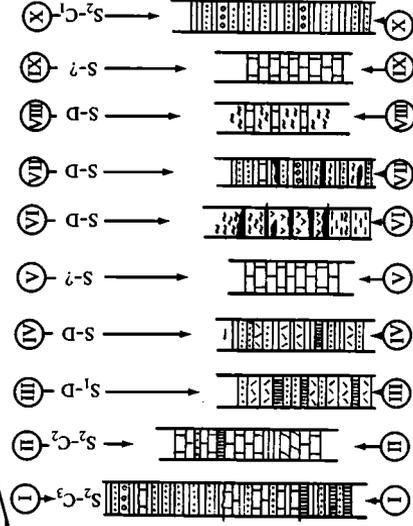
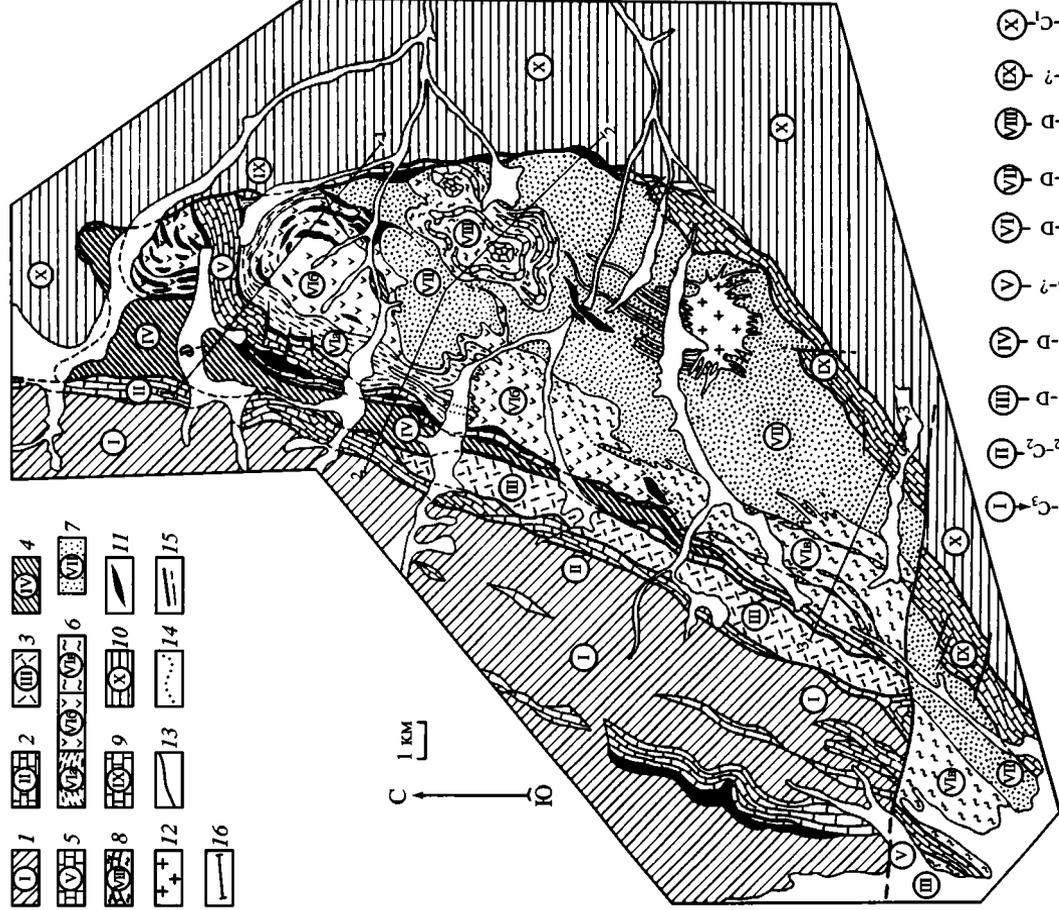
изгиб Памирских структур не соответствует геометрии Восточно-Алайской дуги. Н.М. Синицин [1960] связывал поворот субширотных структур Южного Тянь-Шаня к северу с наличием Сулутерекского массива, который и огибают складчатые дуги восточноалайских структур. В.С. Буртман [1968, 1976] считает эту структуру крупной горизонтальной складкой, возникшей в заключительную стадию палеозойского развития складчатой области.

Нами изучена центральная часть Восточно-Алайской сигмоиды, а именно территория Сугутского метаморфического блока и его обрамления. Полученные данные позволяют по-новому трактовать внутреннюю структуру метаморфических пород и некоторые вопросы, связанные с их происхождением, а также проливают дополнительный свет на проблему формирования восточноалайских структур в целом и, возможно, некоторых других дуговых складчатых систем.

Центральная часть Восточно-Алайский сигмоиды представлена Терекдаванским синклиниорием, имеющим юг-юго-западное – север-северо-восточное простирание. На юге структуры уходят под молодые отложения Алайской долины; в север-северо-восточном направлении происходят воздымание шарнира и центриклинальное замыкание синклинория. Крылья синклинория сложены разнофациальными разрезами палеозоя [Поршняков, 1973; Яговкин, 1969], разделенными продольными разломами. Отложения различных типов разрезов близки или в значительной части тождественны по возрасту, что наряду с общим синкликальным строением области породило концепцию тектонического совмещения отложений различных структурно-фациальных зон с формированием пакета тектонических покровов



1 KM  
 C  
 Ю



[Буртман, 1968, 1976]. В то же время другие геологи на основании тех же самых данных приходят к мысли, что формирование структуры произошло «за счет горизонтального сжатия первично моноклиальной, падающей к югу серии надвинутых друг на друга пакетов» [Поршняков, 1973, с. 104].

Центральная часть синклиория выполнена мощной толщей метавулкаников и метасадочных пород, превращенных в основном в кварц-серицит-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и другие разновидности зеленых сланцев. Область распространения метаморфических пород центральной части Терекдаванского синклиория выделяется под названием Сугутского метаморфического блока (см. рис. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3).

По существующей в настоящее время схеме в составе пород собственно Сугутского блока выделяются [Довжиков, 1977; Довжиков и др., 1984; Поршняков, 1973; Яговкин, 1969] две серии пород: сугутская серия метаморфических сланцев ордовика? – силура и суукторская свита метатерригенных и карбонатных пород силура – девона. Сугутская серия подразделена, в свою очередь, на три толщи: А, Б, В, каждая из которых залегает в разрезе выше предыдущей, причем толща А, сложенная первично вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, помещается в самые низы разреза [Довжиков и др., 1984; Поршняков, 1973; Яговкин, 1969].

Действительно, разрез отложений Сугутского массива имеет четырехчленное строение: три толщи сугутской серии и суукторская свита. Однако наши исследования показали, что стратиграфическое положение толщ А, Б, В относительно друг друга иное, чем это считалось до сих пор, а провести их четкое разделение на метаморфические и неметаморфические трудно, так как между ними существуют сложные взаимопереходы по латерали и разрезу. Картину осложняет и значительная фациальная изменчивость образований, слагающих массив, которая выражена, прежде всего, в существенной изменчивости мощности вулканических образований и замещении их кремнисто-терригенными и туфотерригенными отложениями.

По нашим данным, в пределах Сугутского блока наблюдается следующая последовательность напластования (снизу вверх по разрезу): 1) толща первично кремнистых, вулканогенно-кремнистых и кремнисто-глинистых

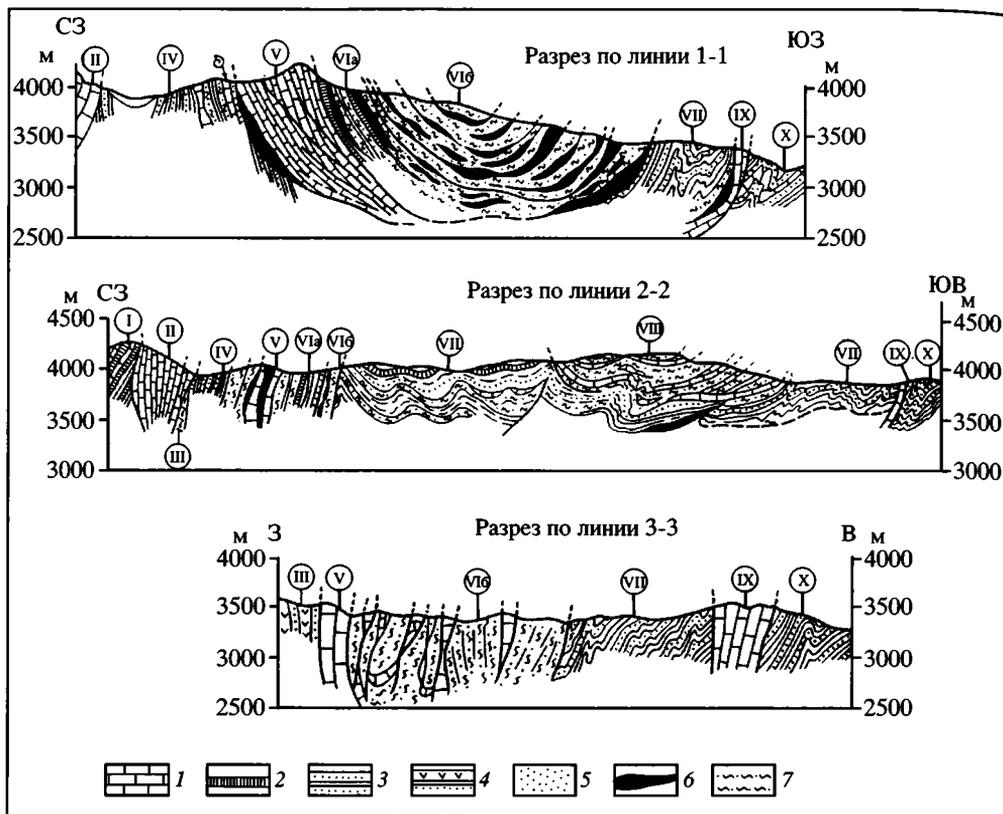


**Рис. 3.2.2.** Геологическая карта Сугутского метаморфического блока (Восточно-Алайский хребет) [Коньгин, Леонов М., 1987]

1–10 – типы разрезов (на карте, колонках и в тексте указаны римскими цифрами): 1 – терригенный, 2 – карбонатный, 3 – вулканогенный, 4 – вулканогенно-терригенный, 5 – карбонатный, 6 – терригенно-вулканогенный, метаморфизованный; а – метапелиты, б – метавулканиды, в – метаспелиты, г – метаспелиты, д – метапелиты, е – метапелиты, ж – метапелиты, з – метапелиты, и – метапелиты, к – метапелиты, л – метапелиты, м – метапелиты, н – метапелиты, о – метапелиты, п – метапелиты, р – метапелиты, с – метапелиты, т – метапелиты, у – метапелиты, ф – метапелиты, х – метапелиты, ц – метапелиты, ч – метапелиты, ш – метапелиты, щ – метапелиты, 7 – терригенный, частично метаморфизованный, 8 – терригенно-карбонатный, метаморфизованный, 9 – карбонатный, 10 – терригенный; 11 – неметаморфизованные реликты вулканических пород основного состава; 12 – граниты; 13 – стратиграфические границы и зоны пластического течения пород, приуроченные к первично стратиграфическим границам; 14 – фациальные границы; 15 – разрывы; 16 – линии геологических профилей на рис. 3.4.3

**Fig. 3.2.2.** Geological map of the Sugut metamorphic block (East Alai Ridge)

Section types (1–10) are designated by Roman numerals on the map, columns and in the text: (1) terrigenous, (2) carbonate, (3) volcanogenic, (4) volcanogenic-terrigenous, (5) carbonate, (6) terrigenous-volcanogenic, metamorphosed, including (a) metapelites, (b) metavolcanics, (c) metasandstones and metapelites, (7) terrigenous, partially metamorphosed, (8) terrigenous-carbonate, metamorphosed, (9) carbonate, (10) terrigenous; (11) unmetamorphosed relics of basic volcanic rocks; (12) granites; (13) stratigraphic boundaries and zones of ductile-shear rock flows confined to original stratigraphic boundaries; (14) facies boundaries; (15) faults; (16) lines of geological profiles shown in Fig. 3.2.3



**Рис. 3.2.3.** Геологические профили Сугутского метаморфического блока

1 – известняки, доломиты; 2 – кремни; 3 – песчано-глинистые породы; 4 – вулканогенно-осадочные породы; 5 – прослой и пачки конгломератов; 6 – тела (реликты) основных вулканитов и брекчированных серпентинитов; 7 – зеленые сланцы

**Fig. 3.2.3.** Cross sections across the Sugut metamorphic block

(1) limestones and dolomites; (2) cherts; (3) sand-clay rocks; (4) volcanogenic-sedimentary rocks; (5) conglomerate interlayers and members; (6) relict bodies of basic volcanics and brecciated serpentinites; (7) greenschists

пород с прослоями известняков и доломитов (толща Б прежних авторов); 2) толща первично вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (толща А прежних авторов); 3) толща первично терригенных пород (толща В прежних авторов); 4) толща первично терригенно-карбонатных пород (суукторская свита).

Приведем краткое описание выделенных толщ с использованием новых данных – наших и литературных [Шванов, 1983].

1. Толща первично кремнистых, вулканогенно-кремнистых и кремнисто-глинистых пород (тип «VI а» на геологической карте и профилях) сложена преимущественно черными, серыми, зеленовато-серыми и зелеными тонкослоистыми кремнями, глинисто-песчаными породами, которые образуют чередующиеся в разрезе пачки различной мощности. Толща содержит прослой черных доломитов и темно-серых известняков. Имеются прослой и

линзы вулканических и вулканогенно-осадочных пород небольшой мощности (первые метры). Породы изменены в стадии метagenеза и биотитовой подзоны зеленосланцевой зоны. Однако метаморфизм проявлен не повсеместно, а приурочен к определенным горизонтам, чаще всего вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которые во многих случаях полностью изменены. Первично кремнистые породы сложены мелкокристаллическим кварцем и второстепенными альбитом, слюдой, биотитом, актинолитом. Вулканогенно-осадочные породы сложены вторичным кварцем, альбитом, хлоритом, амфиболом, эпидотом, цоизитом; первично терригенные – кварцем, альбитом, слюдой, хлоритом, биотитом, эпидотом. По данным В.Н. Шванова [1983], эпидот-актинолитсодержащие породы обладают специфической эндогенной геохимической ассоциацией, свойственной первичным лавам. Видимая мощность не менее 500 м.

2. Толща первично вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (тип «VI б» на геологической карте и разрезах) представлена главным образом темно-зелеными породами с вкрапленниками амфиболов и другими зеленокаменными породами. Основная масса метаморфических пород Сугутского массива соответствует именно этой толще. Большая часть вулканогенных пород претерпела метаморфизм зеленосланцевой фации и настолько изменена, что первичная их природа устанавливается лишь по реликтам первичных магматических текстур и структур, а также косвенным признакам, таким как характерные комплексы минералов, образующихся при зеленосланцевом метаморфизме вулканогенных пород основного и среднего состава. Вулканогенные породы Сугутского массива (толща 2) представлены базальтами, диабазами, реже пластовыми телами типа долеритов, андезитов. Известны породы, близкие к липариту с пониженной щелочностью [Шванов, 1983].

Для вулканических пород данной толщи характерно резкое изменение их мощности по простиранию. Как правило, тела вулканитов имеют форму весьма крупных линз мощностью до 1 км. По простиранию мощность их уменьшается до 20–100 м, и происходит замещение собственно вулканических пород на маломощные прослои вулканогенно-осадочного материала, образующего прослой среди глинисто-кремнистых и глинисто-песчаных отложений, которые не только замещают вулканиты фациально, но и перекрывают их, образуя толщу 3 (толща В прежних авторов). Таким образом, толща вулканических пород не является самостоятельным стратиграфическим горизонтом, а представляет собой линзообразные тела вулканитов, располагающихся по границе двух толщ: кремнисто-вулканогенной внизу и существенно терригенной сверху. Эти вулканиты отнесены В.Н. Швановым к базальто-андезитовой гилеации, которая служит формационным и, вероятно, стратиграфическим эквивалентом барзангинской толщи более западных районов. Барзангинская толща, по мнению того же автора, по своим петрохимическим признакам соответствует эффузивам островных дуг. К зоне распространения данной толщи приурочены и тела брекчированных серпентинитов, которые образуют линзы мощностью 30–100 м при протяженности 50–300 м, приуроченные к зонам послонных сдвигов и разломов.

3. Толща терригенных пород (тип «VII» на геологической карте и разрезах) залегает непосредственно выше толщи вулканитов и частично заме-

щает ее по простираннию. Она сложена чередующимися тонко- и среднеслоистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями кремней и редкими пластовыми телами базальтов. Мощность толщи не менее 500 м. Вверх по разрезу она сменяется породами толщи 4, т.е. суукторской свиты.

4. Толща первично терригенно-карбонатных пород (тип «VIII» на геологической карте и разрезах), соответствующая суукторской свите, представлена измененными в зеленосланцевой фации терригенными породами, сходными с породами толщи В, и отличается от последней отсутствием кремнистых пород и присутствием пластов мраморизованных известняков и доломитов мощностью от нескольких до 100 м. Существенным отличием пород суукторской свиты является более высокая, чем в подстилающей толще, степень метаморфических и структурных преобразований. Терригенные породы свиты превращены почти полностью в сланцы глубокой степени метатенеза и зеленосланцевой фации метаморфизма. Видимая мощность суукторской свиты около 600 м.

Такова в общих чертах последовательность залегания толщ, формирующих собственно Сугутский метаморфический блок. Чтобы закончить их описание, необходимо подчеркнуть две особенности: 1) вулканические толщи Сугутского массива образуют линзообразные тела с резкими раздувами мощности и залегают на границе подстилающих кремнисто-вулканогенно-глинистых пород и перекрывающих вулканиты терригенных толщ; 2) степень вторичных преобразований соответствует эпидот-амфиболитовой зоне, биотитовой и слюдисто-хлоритовой подзонам зеленосланцевого метаморфизма и зоне метатенеза. Причем наиболее характерные особенности проявления структурно-вещественных изменений горных пород Сугутского блока – неравномерность, пятнистость – отмечали и прежние исследователи [Шванов, 1983]. Метаморфические зеленые сланцы различного типа формируются главным образом по вулканогенным породам: крупные линзообразные тела вулканитов по существу почти нацело преобразованы и рассланцованы, в то время как в подстилающих вулканиты образованиях метаморфизм захватывает только отдельные горизонты. Чрезвычайно интересно и то, что резко повышенный метаморфизм выражен и в породах наиболее верхней части разреза – в суукторской свите. Между этими двумя уровнями проявления метаморфизма расположена терригенная толща, измененная в гораздо меньшей степени (изменения соответствуют зоне начального, реже глубокого метатенеза). Наряду с таким распределением проявления зеленосланцевого метаморфизма нужно отметить и то, что сланцеватость метаморфических сланцев в большинстве случаев соответствует первичной слоистости или плоскостям напластования крупных геологических тел.

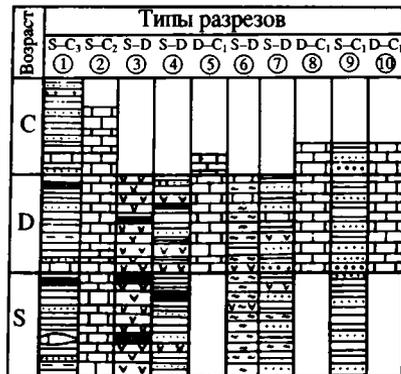
Для структуры района (см. рис. 3.2.1; 3.2.2; 3.2.3) наиболее примечателен общий конформный изгиб структурных линий в соответствии с формой центральной части синклиория. Метаморфические породы ядра Терекдаванского синклиория в самом общем плане образуют сложно построенную чешуйчато-покровную структуру синклинальной формы с запрокинутым западным крылом. Синклинальное строение особенно четко выражено в северной и центральной частях района. Нужно отметить, что если в общем плане структура центральной части Восточно-Алайской сигмиды является

синклинойной в собственном смысле этого понятия, то структура метаморфического ядра, т.е. Сугутского блока, может быть названа синформной. Но синформа эта своеобразна и представляет собой набор тектонических чешуй, которые являются членами первоначально единого разреза и сформированы не за счет тектонического перекрытия молодых образований древними, а в результате тектонического расслоения, возникшего в процессе неоднородной деформации (пластического течения, сопровождаемого метаморфизмом). Общая последовательность напластования остается при этом практически ненарушенной, что позволяет говорить и о наличии синклинойной структуры зоны распространения метаморфических образований Сугутского блока. По направлению к югу синклиной становится все более сжатой и переходит в наклонную к западу крутую моноклиной, срезанную разломом.

Наряду с общим геологическим изучением строения ядерной части Терекдаванского синклиной проводилось и структурно-деформационное исследование (рис. 3.2.4). Особое внимание было уделено явлению пластического течения горных пород. Изучение пластического течения горных масс равномерно охватывает всю территорию Сугутского блока и осуществлялось на разных уровнях детальности от мега- до микроуровня [Коньгин, Леонов М., 1985, 1987; Соловьев, 1986, 1990], каждому из которых соответствовали свои объекты и методы исследования. Была сделана попытка дать не только качественную, но и количественную оценку деформации горных пород, слагающих эту сложнопостроенную геологическую структуру.

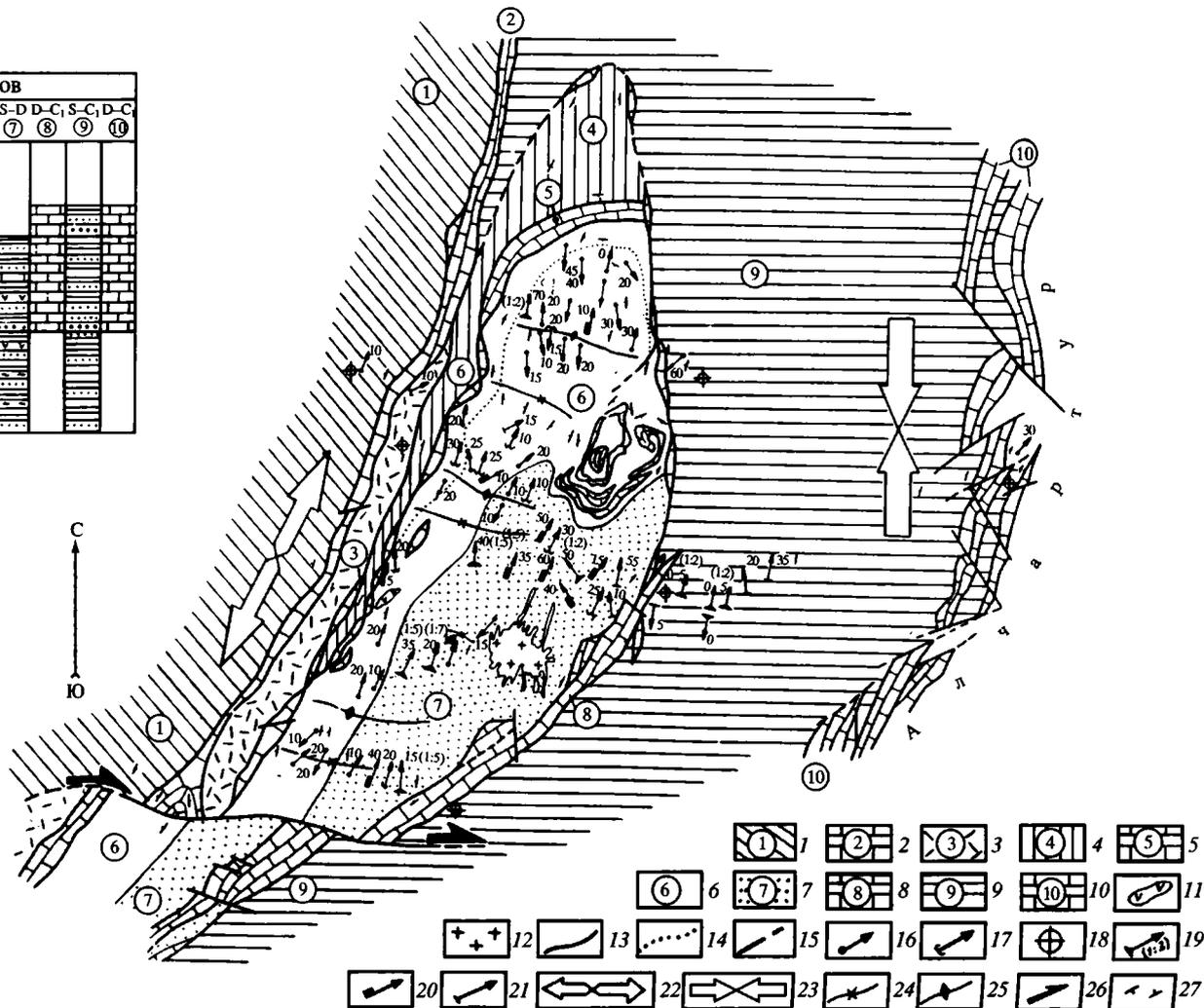
А. Наиболее крупным объектом изучения являются сравнительно мало-мощные (100–150 м) горизонты известняков и доломитов, обрамляющие метаморфическое ядро и залегающие среди кремнисто-вулканогенно-терригенных пород. В крутопадающем западном крыле и на северо-восточном центриклинойном замыкании этой крупной синклинойной структуры они образуют тела линзовидной формы. Линзы длиной 100 м – 5 км вытянуты в единую цепь в виде четок и разобщены друг от друга на расстояние до 1 км и более. Разлинзование известняковых горизонтов происходит по простиранию и падению. Внутренняя структура карбонатных пород сложная. Отмечаются наличие мелких складок течения в тонкополосчатых разностях и интенсивное расщепление в краевых и утоненных краях мелких линз. Крупные линзы разбиты субпараллельными простиранию линз извилистыми разломами на узкие пластины-блоки различных размеров, которые сдвинуты относительно друг друга. Контакты линз известняков с окружающими их толщами пород чаще всего сорваны, и лишь в зонах максимальных мощностей (в местах максимальной толщины будин) отмечаются постепенные переходы массивных известняков в карбонатно-глинистые тонкоплитчатые разности. Это позволяет говорить о наличии нормальных стратиграфических контактов в наиболее утолщенных частях линз, сохранивших додеформационную мощность, а также о максимальных амплитудах перемещения в межлинзовых участках. Направление осей утонения (растяжения) и простирание плоскостей расщепления совпадают с направлением оси Терекдаванского синклиной.

На юго-восточном обрамлении Терекдаванского синклиной гряды известняков ведут себя иначе. Они имеют здесь большую, чем на западном



1 KM

С  
Ю



обрамлении, мощность (до 1 км) и выдержаны по простиранию. В известняках отсутствуют мелкая складчатость и рассланцевание. Перемещения блоков происходят по крутым диагональным разломам во встречном направлении, в результате чего образуется структура горизонтального «торошения», и это на отдельных участках приводит к горизонтальному сдвигу разреза. Контакты с окружающими породами сорванные.

Анализируя в целом морфоструктурное положение гряд известняков в обрамлении метаморфического ядра Терекдаванского синклинория и учитывая деформационные изменения, можно видеть, что на западе, севере и северо-востоке отмечается разлинзование горизонтов известняков в одной структурной плоскости, отодвигание линз друг от друга, что указывает на растяжение в направлении главной оси синклинория. Подтверждает этот вывод и интенсивное рассланцевание в линзах известняков в том же направлении. На юго-восточном обрамлении, напротив, наблюдается сдвигание горизонтов известняков, их горизонтальное «торошение» по косым разломам, что является свидетельством сжатия, т.е. здесь деформационная картина обратна той, которую мы наблюдаем на западном крыле структуры.

Б. Другими важными индикаторами деформации являются будинаж-структуры (макроуровень исследования), наблюдаемые в слоистых терригенных толщах, а также деформация галек, обломков и крупных зерен (миниуровень) в конгломератах, гравелитах и осадочных брекчиях, широко распространенных в данном регионе на различных стратиграфических уровнях. Эта группа деформационных признаков позволила дать не только качественную, но и количественную оценку деформации горных пород и выделить зоны максимальных стрессовых напряжений, участки с преобладающей нулевой деформацией и установить направление растягивающих напряжений.

←  
**Рис. 3.2.4.** Структурно-кинематическая схема Сугутского метаморфического блока

*1–10* – типы разрезов (соответствуют таковым на рис. 3.4.2); *11, 12* – интрузивные комплексы основного (*11*) и гранитного (*12*) состава; *13* – зоны хрупко-пластического срыва и течения, наследующие поверхности первичного напластования со сдвиговой и надвиговой кинематикой; *14* – фациальные границы; *15* – предполагаемые разрывы; *16–27* – структурно-деформационные элементы: *16* – направление и угол погружения шарниров малоамплитудных складок, *17* – направление удлинения и угол наклона гребней и впадин гофр и пloyчатости в сланцах, *18* – нулевая деформация галек, *19* – направление максимального удлинения и угол наклона длинной оси деформированных галек (в скобках – отношение минимального и максимального размера галек), *20* – направление удлинения и угол наклона будин, *21* – направление и угол наклона штриховки на плоскостях напластования и сланцеватости, *22* – участки значительного продольного растяжения, *23* – участки продольного сжатия; *24, 25* – оси крупных складок, поперечных генеральному простиранию структуры: синклинали (*24*), антиклинали (*25*), *26* – зона поперечного сдвига, *27* – элементы залегания

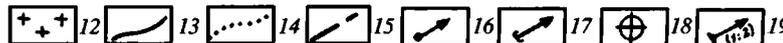
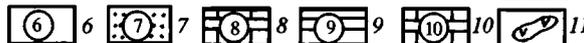
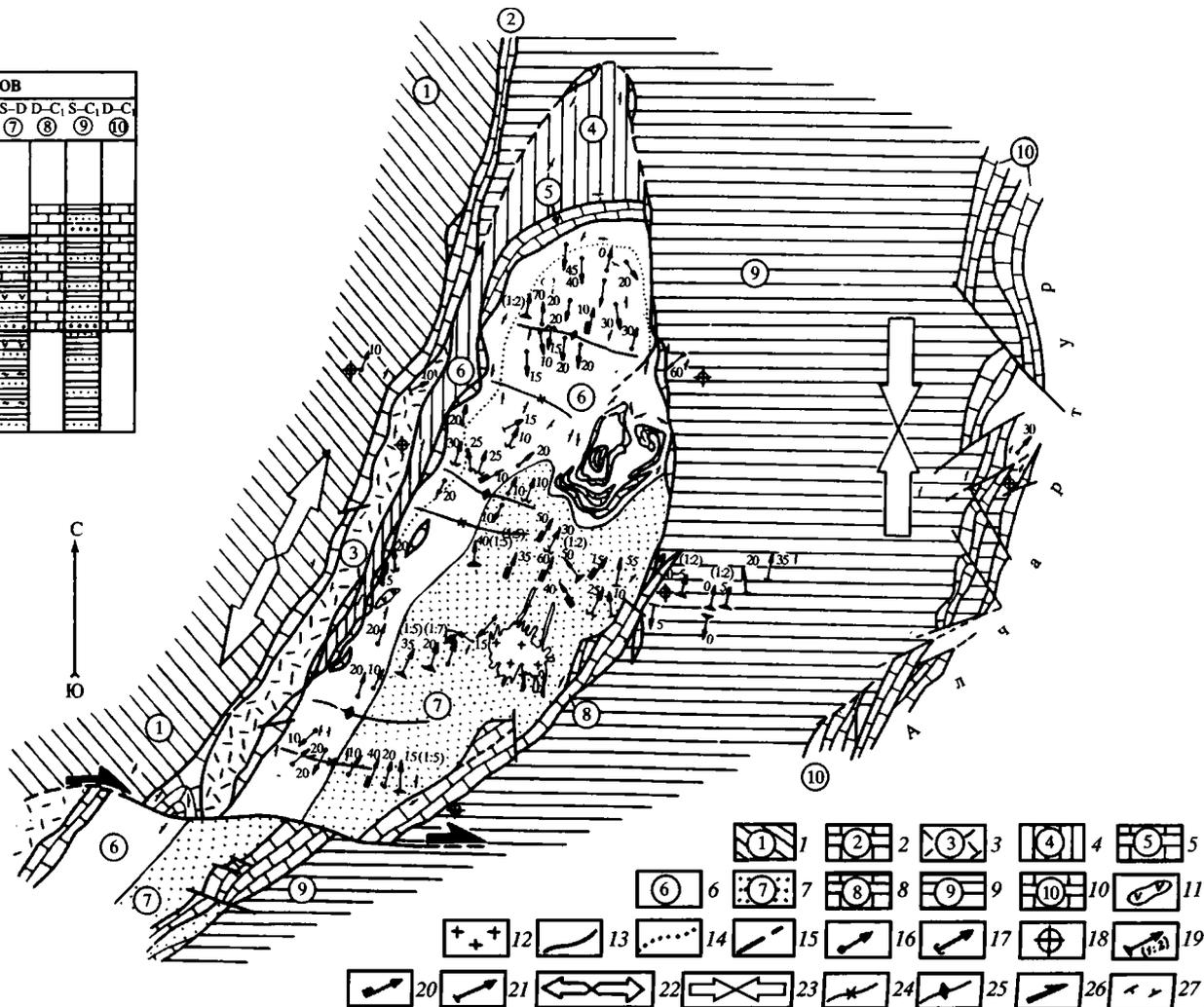
**Fig. 3.2.4.** Structural-kinematic scheme of the Sugut metamorphic block

*(1–10)* type sections corresponding to those in Fig. 3.4.2; *(11, 12)* intrusive complexes of basic (*11*) and granitic (*12*) composition; *(13)* zones of brittle-ductile detachment and flows with slip and thrust kinematics, which inherited planes of original bedding; *(14)* facies boundaries; *(15)* presumable faults; *(16–27)* elements of structural deformation: *(16)* strike and dip of low-amplitude fold axes; *(17)* elongation and inclination angles of ridges and furrows in corrugated and plicated schists; *(18)* zero deformation of pebbles; *(19)* strike and dip of longer axes in deformed pebbles (in brackets) and ratio of their minimal and maximal dimensions; *(20)* elongation and inclination angles of boudins; *(21)* strike and dip of striation on bedding and schistosity planes; *(22)* areas of considerable lengthwise extension; *(23)* areas of lengthwise compression; *(24, 25)* axes of large synclines (*24*) and anticlines (*25*) transverse to general strike of the structure; *(26)* transverse slip-fault zone; *(27)* rock attitude

Типы разрезов										
Возраст	S-C <sub>1</sub>	S-C <sub>2</sub>	S-D	S-D	D-C <sub>1</sub>	S-D	S-D	D-C <sub>1</sub>	S-C <sub>1</sub>	D-C <sub>1</sub>
	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩
C	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
D	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
S	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]

1 KM

C  
Ю



обрамлении, мощность (до 1 км) и выдержаны по простиранию. В известняках отсутствуют мелкая складчатость и рассланцевание. Перемещения блоков происходят по крутым диагональным разломам во встречном направлении, в результате чего образуется структура горизонтального «торошения», и это на отдельных участках приводит к горизонтальному сдвиганию разреза. Контакты с окружающими породами сорванные.

Анализируя в целом морфоструктурное положение гряд известняков в обрамлении метаморфического ядра Терекдаванского синклинория и учитывая деформационные изменения, можно видеть, что на западе, севере и северо-востоке отмечается разлинзование горизонтов известняков в одной структурной плоскости, отодвигание линз друг от друга, что указывает на растяжение в направлении главной оси синклинория. Подтверждает этот вывод и интенсивное рассланцевание в линзах известняков в том же направлении. На юго-восточном обрамлении, напротив, наблюдается сдвигание горизонтов известняков, их горизонтальное «торошение» по косым разломам, что является свидетельством сжатия, т.е. здесь деформационная картина обратна той, которую мы наблюдаем на западном крыле структуры.

Б. Другими важными индикаторами деформации являются будинаж-структуры (макроуровень исследования), наблюдаемые в слоистых терригенных толщах, а также деформация галек, обломков и крупных зерен (миниуровень) в конгломератах, гравелитах и осадочных брекчиях, широко распространенных в данном регионе на различных стратиграфических уровнях. Эта группа деформационных признаков позволила дать не только качественную, но и количественную оценку деформации горных пород и выделить зоны максимальных стрессовых напряжений, участки с преобладающей нулевой деформацией и установить направление растягивающих напряжений.



**Рис. 3.2.4.** Структурно-кинематическая схема Сугутского метаморфического блока

1–10 – типы разрезов (соответствуют таковым на рис. 3.4.2); 11, 12 – интрузивные комплексы основного (11) и гранитного (12) состава; 13 – зоны хрупко-пластического срыва и течения, наследующие поверхности первичного напластования со сдвиговой и надвиговой кинематикой; 14 – фациальные границы; 15 – предполагаемые разрывы; 16–27 – структурно-деформационные элементы: 16 – направление и угол погружения шарниров малоамплитудных складок, 17 – направление удлинения и угол наклона гребней и впадин гофр и пloyчатости в сланцах, 18 – нулевая деформация галек, 19 – направление максимального удлинения и угол наклона длинной оси деформированных галек (в скобках – отношение минимального и максимального размера галек), 20 – направление удлинения и угол наклона будин, 21 – направление и угол наклона штриховки на плоскостях напластования и сланцеватости, 22 – участки значительного продольного растяжения, 23 – участки продольного сжатия; 24, 25 – оси крупных складок, поперечных генеральному простиранию структуры: синклинали (24), антиклинали (25), 26 – зона поперечного сдвига, 27 – элементы залегания

**Fig. 3.2.4.** Structural-kinematic scheme of the Sugut metamorphic block

(1–10) type sections corresponding to those in Fig. 3.4.2; (11, 12) intrusive complexes of basic (11) and granitic (12) composition; (13) zones of brittle-ductile detachment and flows with slip and thrust kinematics, which inherited planes of original bedding; (14) facies boundaries; (15) presumable faults; (16–27) elements of structural deformation: (16) strike and dip of low-amplitude fold axes; (17) elongation and inclination angles of ridges and furrows in corrugated and plicated schists; (18) zero deformation of pebbles; (19) strike and dip of longer axes in deformed pebbles (in brackets) and ratio of their minimal and maximal dimensions; (20) elongation and inclination angles of boudins; (21) strike and dip of striation on bedding and schistosity planes; (22) areas of considerable lengthwise extension; (23) areas of lengthwise compression; (24, 25) axes of large synclines (24) and anticlines (25) transverse to general strike of the structure; (26) transverse slip-fault zone; (27) rock attitude

Статистические данные замеров ориентировок и коэффициентов относительного удлинения галек в конгломератах и гравелитах вдоль главных осей деформации, а также относительное удлинение будинированных прослоев позволили установить следующее.

1. Направление ориентировок галек по главной оси деформации (линейность) в целом совпадает с направлением главной оси синклиория (азимут простираения 10–30°), и лишь в ряде участков наблюдаются отклонения от общих направлений линейности, отражая, по-видимому, локальные искривления тектонических потоков.

2. Распределение величин деформации по площади, осуществленное по методике А.В. Лукьянова [1980, 1991], неравномерное: максимальное удлинение галек ( $a_1 : a_3$  от 5:1 до 7:1) отмечается в южной, наиболее сжатой части структуры; коэффициенты относительного удлинения галек, рассчитанные по формуле  $E_r = \sqrt[3]{\frac{a_1^2}{a_2 \cdot a_3}}$  (при  $a_2 = a_3$ ), достигают 200–270%.

В центральной, наиболее широкой части синклиория, эти величины составляют 100–180%, минимальные замеры удлинений галек приурочены к северной, центриклинальной зоне структуры и составляют 20–60%.

Устанавливается закономерное увеличение величин деформации от краевых зон к центральной осевой части структуры. Так, в терригенных толщах за пределами метаморфического ядра в горизонтах конгломератов прослеживается нулевая деформация ( $E_r = 0$ ) галек и обломков. Структура в таких недеформированных конгломератах хаотичная. По мере приближения к осевой части деформация галек увеличивается. Коэффициент удлинения галек достигает здесь 200–270%. В конгломератах появляются четкие ориентированные текстуры, обусловленные однонаправленным удлинением галек.

3. Микроструктурный анализ деформированных полимиктовых гравелитов позволил выяснить, что наибольшему расплющиванию подвергаются мелкие гальки пластичных глинистых разностей, в меньшей мере – мелкозернистых песчаников и кремней. Хрупкие гальки и зерна кварца не подвержены пластическому растеканию. Нередко они раздроблены, а обломочки растащены в направлении удлинения галек пластичных разностей горных пород. Цементирующая глинисто-песчаная масса в гравелитах заметно рассланцована. По плоскостям рассланцевания, огибающим галечки и обломки, фиксируются зеленосланцевые метаморфические преобразования. Возникают хлорит, вторичный мелкоагрегатный кварц, реже кальцит и серицит.

4. Аналогичная деформационная картина устанавливается в результате анализа статистических данных по замерам величин относительного удлинения будинированных прослоев песчаников. В южной части синклиория по всему разрезу наблюдается максимальное разлинзование. Относительное удлинение будинированных слоев мелкозернистого песчаника мощностью

до 10 см достигает здесь 400–500%  $\left( E_\sigma = \frac{\Delta l}{l - \Delta l} \right)$  [Лукьянов, 1991], а это значит, что межбудинные расстояния в 5–6 раз превышают величину самих

будин. Будины в таких сильно деформированных горизонтах трассируются в виде цепочки линз, расположенных в плоскости напластования. Алевроитовые прослои заметно метаморфизованы, а в отдельных горизонтах превращаются в кварц-хлорит-серицитовые зеленые сланцы. Будинированные слои песчаников мощностью до 1 м в межбудинных шейках утоняются более чем вдвое. Отмечается слабое будинирование по падению пластов, что указывает на растяжение по двум взаимно перпендикулярным осям. Величины относительного удлинения в направлении падения пластов не превышают 10–12%.

Для зоны наиболее широкой части синклиория характерно будинирование со слабо выраженными межбудинными утонениями или разрывами между будинами. Величины относительных удлинений будинированных слоев не превышают нескольких десятков процентов. Растяжение одноосное, так как будинирование устанавливается только в направлении простирания слоев.

В. На обширной площади Сугутского блока проявлена интенсивная продольная складчатость, охватывающая весь комплекс пород. Характер и интенсивность складчатости по площади меняются. Наиболее спокойные открытые складки с углами падения крыльев  $20-45^\circ$  и амплитудами до нескольких сотен метров устанавливаются в центральной части ядра. Наблюдаемые в этих разрезах гофрировка, плейчатость и штриховка, приуроченные к прослоям глинистых, метаморфизованных разностей и метаморфических зеленых сланцев, по-видимому, не являются результатом интенсивного продольного сжатия, а скорее всего возникли при послойном горизонтальном проскальзывании отдельных пластин относительно друг друга. Ориентировка горбов и впадин гофрированных и плейчатых поверхностей имеет субмеридиональное направление.

Интенсивность сжатия складок увеличивается в области максимального сужения в южной части структуры или в зонах, близких к крупным разломам и крутым надвигам на западном и восточном обрамлениях ядра. Складки здесь изоклинальные, сильно сжатые, с крутыми крыльями ( $50-75^\circ$ ), вертикальными и субвертикальными осевыми плоскостями, часто сорваны на крыльях по крутым продольным нарушениям и диагональным сдвигам. Амплитуды их не более первых сотен метров.

На всей площади исследуемого региона устанавливается дисгармония складчатости разного масштаба. Небольшие складки наблюдаются чаще всего в метаморфизованных терригенных толщах и реже проявляются в толщах, не захваченных метаморфическим преобразованием. Прослои жестких песчаников и грубообломочных разностей мощностью 5–50 см образуют складки простого изгиба, а заключенные между ними глинистые и особенно метаморфические сланцы подвергаются пластической деформации, образуя мелкие сложные складки межслойного пластического течения. В замках складок в результате перераспределения вещества наблюдаются увеличение мощности пластичных сланцев и соответствующее уменьшение мощностей пластичных разностей на крыльях.

Данные многочисленных замеров падений шарниров мелких продольных складок позволили выделить три крупные антиклинальные и сопряженные с ними синклиналильные структуры, поперечные к общему простиранию

складчатости и генеральному простиранию структуры в целом. Оси поперечных складок имеют субширотное простирание, амплитуды их 5–10 км. Углы падения крыльев поперечных складок устанавливаются по углам падения шарниров мелких продольных складок – в основном 10–20°.

Наличие поперечных складок больших амплитуд, осложняющих продольную складчатость в зоне развития метаморфических пород Сугутского блока, позволяет предположить, что структура сформирована в результате выдавливания и нагнетания пластичных горных масс с юга в область так называемого «геодинамического убежища» [Копп, 1997].

Г. Изучение структуры области центриклинального замыкания Сугутского блока позволило установить своеобразное чешуйчатое строение вулканогенной и кремнистой толщ, развитых на этом участке. В однородном полуторакилометровом разрезе основных вулканитов, залегающих на кремнисто-вулканогенной толще, наблюдается неоднократное чередование слабоизмененных вулканических пород и горизонтов метаморфических зеленых сланцев. Нижние контакты неизмененных вулканических пород с зелеными сланцами обычно резкие. Вверх по разрезу каждой из пластин наблюдается постепенное увеличение степени структурных и вещественных преобразований, которые выражены в постепенном переходе от массивных афанитовых или мелкокристаллических базальтов и андезиобазальтов к метаморфическим сланцам эпидот-актинолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Приведем характерный разрез одной из пластин. На толще кремней, алевролитов и песчаников, измененных в стадии метагенеза, залегают:

1. Темно-зеленые массивные эффузивы основного состава.

2. Вверх по разрезу постепенно увеличивается степень рассланцевания, которое субпараллельно плоскости напластования. Вулканиты еще сохраняют свою монолитность.

3. Выше рассланцовка увеличивается и основную массу пород составляют кварц-серицит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Вулканиты образуют крупные линзовидные тела до нескольких десятков метров. Взаимопереходы от массивных вулканитов к сланцам постепенные по вертикали и латерали. Сланцы обволакивают «плавающие» внутри них линзы массивных вулканических пород, которые не затронуты деформационно-метаморфическими преобразованиями.

4. Вверх по разрезу количество линз массивных разностей и их размер уменьшаются и вся толща вулканитов претерпевает полное преобразование, превращаясь в толщу кварц-серицит-хлоритовых, эпидот-актинолитовых, хлорит-карбонатных зеленых сланцев. В верхней части пластин, а иногда и внутри, встречаются линзы серпентинизированных пород, химический состав которых, по А.В. Яговкину [1969], отвечает дунитам. Серпентиниты всегда брекчированы, раздроблены, рассланцованы.

5. На зеленых сланцах по резкой слабоволнистой границе залегают массивные, хорошо раскристаллизованные вулканические породы основного состава с крупными порфиробластами роговой обманки, относимые к подошве вышележащей пластины. Подобных пластин выделено 7, мощности их 50–300 м, но характер структурно-метаморфических преобразований в них сходен.

Нерассланцованные разности основных вулканитов имеют массивную текстуру и реликтовую диабазовую структуру. Породы претерпели зелено-каменные изменения, выраженные в альбитизации, хлоритизации, эпидотизации. При дальнейшем увеличении степени рассланцевания возрастает и степень минеральных преобразований. Появляются субпараллельно ориентированные выделения пластинчатых минералов (амфибол, слюды), но первичная массивная текстура в общем еще сохраняется, хотя и показываются начальные признаки сланцеватости. В рассланцованных разностях минеральный состав пород практически полностью изменен: возникают новообразованные хлорит, мелкоагрегатный кварц, альбит, амфиболы. Ориентировка кристаллов параллельна или субпараллельна. Текстура породы становится переходной от массивной к сланцеватой. В наиболее рассланцованных разностях текстура полностью сланцеватая, появляются обособленные линзообразные скопления и микропрожилки мелкоагрегатного кварца, хлорита, карбоната, параллельно ориентированных кристаллов актинолита, лейст серицита. Происходит сепарация вещества, выраженная в обособлении микрослойков бластированного кварца, хлорита. В наиболее сильно рассланцованных разностях чередование микрослойков темноцветных и светлых минералов более частое. Нередко в таких тонкорассланцованных разностях отмечаются мелкая гофрировка и микроплойчатость с высотой гофра от нескольких миллиметров до 1 см.

Таким образом, на центриклинальном замыкании Сугутского массива сформировалась серия тектонических чешуй, возникновение которых сопровождалось (или вызывалось?) комплексом структурно-вещественных преобразований. Замеры величин деформации и ориентировка структурных элементов позволяют сделать вывод, что движение вещества шло вдоль зоны развития метаморфических пород, т.е. вдоль осевой зоны Терекдаванского синклиория. Проскальзывание отдельных пластин по плоскостям внутриформационных срывов в продольном направлении свидетельствует, по всей вероятности, о нагнетании материала с юга, что подтверждается и общей деформационной картиной Сугутского блока и его обрамления. Процессы структурно-вещественных преобразований способствовали интенсивному горизонтальному перемещению пластин относительно друг друга. Амплитуду проскальзывания установить трудно, но ясно, что максимальные движения концентрировались в зонах развития зеленых сланцев. Суммарная амплитуда перемещения, по-видимому, была весьма значительна. Нужно также отметить, что степень структурных преобразований находится в тесной зависимости от степени минеральных преобразований и наоборот, т.е. процессы минерального и структурного изменения горных пород описываемой зоны тесно связаны между собой, что наряду с общим неравномерным по разрезу и площади распространением метаморфизма не позволяет признать его региональную природу. Напротив, весь комплекс наблюдений показывает, что большую роль в процессе структурно-вещественных преобразований играла деформация стресс, которая осуществлялась в определенных РТ-условиях, возникающих локально и контролируемых вещественным составом пород, структурной позицией и динамикой конкретных участков региона.

Подведем некоторые итоги. Как отмечалось выше, для структурного рисунка региона в целом характерен дугообразный изгиб всех структурных

линий, который особенно подчеркивается грядами карбонатных пород. Изучение структуры известняков, кремнисто-глинистых пород и метаморфических толщ, а также замеры величин деформации в разных породах позволили выявить следующие закономерности.

1. Линзовидная форма выходов карбонатных толщ, трассирование линз, клиньев строго по одной линии, следы пластической деформации приводят к выводу о наибольшем удлинении в плоскости напластования и по простиранию толщ и о значительном общем пластическом течении горных масс. О последнем свидетельствуют и описанные выше структурные изменения в терригенных кремнистых и вулканогенных разностях пород: будинаж, разлинзование, удлинение галек, развитие сланцеватости и пр. Деформация распределена неравномерно, что приводит к проскальзыванию одних горизонтов по отношению к другим. Перемещения на границе толщ разного состава отмечались здесь и раньше, в частности А.В. Яговкиным. К зонам наибольших деформаций часто приурочены и зоны повышенного метаморфизма.

2. Стиль и интенсивность деформаций в западном и восточном крыльях Терекдаванского синклиория различны. На западном преобладают пластические деформации с признаками значительного продольного растяжения. На восточном крыле деформация растяжения мала. Структурный рисунок разрывных нарушений восточного крыла свидетельствует о продольном сжатии, которое приводило к «торошению» и горизонтальному нагнетанию, происходившему по системе диагональных сдвигов.

3. Как показывают замеры ориентировок различных структурных элементов, изучение мелких, крупных структур и замеры величин деформации (см. рис. 3.2.4), деформация осуществлялась по крайней мере в двух планах: при вертикальном стрессе и в процессе пластического нагнетания вещества по направлению общего простирания структуры, т.е. с юга на север.

Наличие вертикального стресса подтверждается интенсивным горизонтальным растяжением (до 100–500%) в плоскости напластования пород при общей синклинальной структуре зоны. Растяжения прослеживаются по развитию будинажа, сланцеватости, межслойному проскальзыванию горизонтов относительно друг друга, замерам величин деформации.

Нагнетание вещества в горизонтальном направлении и по простиранию зоны фиксируется по структурному рисунку разрывов, наличию поперечной складчатости, формированию серии тектонических чешуй в области центрального замыкания, по максимальному удлинению будин, зерен и галек в направлении общего простирания структуры, наличию зон нагнетания материала в направлении длинной оси синклиория и пр. Особенно интенсивно процесс вертикального раздавливания и нагнетания вещества протекал в зоне развития зеленых сланцев метаморфического ядра Терекдаванского синклиория.

4. На начальных этапах преобладал вертикальный стресс, вызванный, вероятно, весом вулканических построек и приведший в условиях соответствующих давлений и температур к образованию толщ метаморфических сланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма [Леонов М., 1984].

Пластическое течение горных масс привело к горизонтальному расчленению первоначально единого разреза и формированию тектонических чешуй, надвигов и зон пластического течения.

На заключительных этапах палеозойского развития Южного Тянь-Шаня в условиях теперь уже меридионального сжатия происходят пластическое перераспределение горных масс и их нагнетание в восточном направлении. На западном окончании зоны возможно противоположное направление нагнетания материала. О нагнетании масс в ядро Восточно-Алайской сигмоиды может свидетельствовать и общая последовательность развития структуры, отмеченная А.Е. Довжиковым [1977].

5. Массы пластичных пород, имея на востоке жесткий упор в виде древнего Сулутерекского кристаллического массива и Таримского массива в целом, вынуждены были деформироваться, постепенно образуя крупную горизонтальную складку, т.е. изгиб Восточно-Алайской сигмоиды – это компенсация большого горизонтального перераспределения горных масс, связанного с их пластическим течением. Естественно, течение вещества происходило неравномерно в породах разного состава и компетентности, вследствие чего должны были сформироваться большие сдвиги на границах продольных зон и отдельных горизонтов. Один из таких сдвигов наблюдается в южной части Сугутского блока. Сдвиг этот трассируется далеко на запад и отражает новейшие подвижки, вызванные, вероятно, тем же меридиональным сжатием.

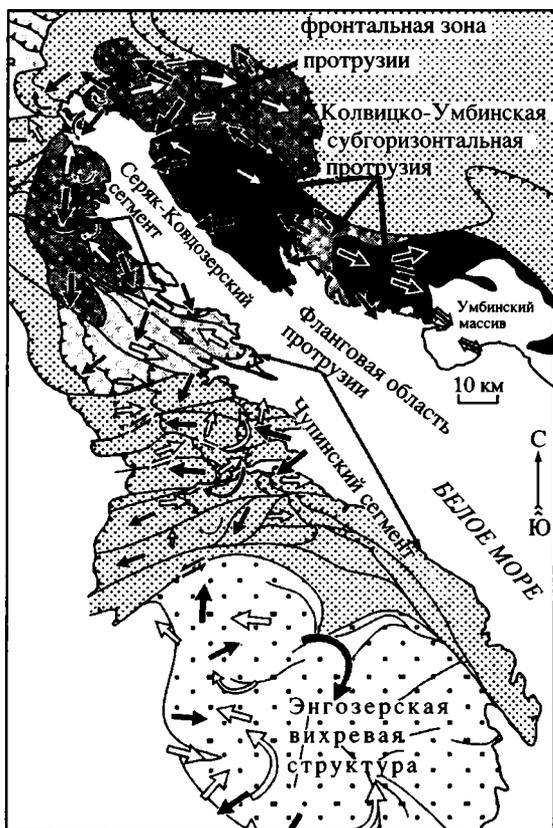
Заканчивая раздел, подчеркну, что выделение Сугутского метаморфического блока в качестве горизонтальной протрузии в настоящее время нашло признание и у геологов, прекрасно владеющих материалом по этому региону [Буртман, 2006]. В.С. Буртман, проанализировав существующие мнения по поводу происхождения Восточно-Алайской сигмоиды, ядром которой является Сугутский массив, привел несколько дополнительных доводов в пользу ее протрузивной природы. «1. Протрузивный вариант хорошо увязывается с явлением, которое всегда вызывало удивление: почему длина смыкающего крыла левой Ферганской горизонтальной флексуры соизмерима с магнитудой позднепалеозойского правого сдвига по Таласо-Ферганскому разлому, если эти структурные формы формировались независимо? 2. Рассматриваемый механизм объясняет уменьшение магнитуды Таласо-Ферганского сдвига у южной границы Тянь-Шаня. Он не требует существования здесь тектонических структур, компенсирующих это уменьшение магнитуды. Такие структурные формы и не были найдены. 3. Существование в Туркестано-Алае зон концентрированных деформаций, в которых обнаружено экстремальное продольное удлинение геологических объектов, позволяет предполагать, что происходило также продольное удлинение всего складчатого пояса, – необходимое условие для формирования гигантской протрузии. Все сказанное делает предпочтительным протрузивный механизм формирования Ферганской горизонтальной флексуры в результате тектонического течения масс» [Буртман, 2006, с. 143, 144].

## КОЛВИЦКО-УМБИНСКИЙ СЕГМЕНТ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В качестве горизонтальной протрузии структуру выделил и изучил С.Ю. Колодяжный [2004, 2006], данные которого использованы при дальнейшем описании. Протрузия соответствует одноименному сегменту Беломорского складчато-метаморфического пояса Балтийского щита (рис. 3.2.5).

В строении пояса принимают участие главным образом палеопротерозойские комплексы с возрастными 2,5–2,1 млрд лет, залегающие на гнейсах беломорской серии со срывом в основании. Они образуют серию тектонических пластин, сложенных породами различного состава и разной степени вторичных преобразований со следующей вертикальной последовательностью (снизу вверх): гранатовые и мономинеральные амфиболиты (толеитовые метабазалты и известково-щелочные метаандезиобазалты); тектонизированные габбро-анортозиты; дупироксеновые и гранатпироксеновые основные гранулиты (метатолиты, метаандезиты); тектонометаморфический меланж; кислые гранат-силлиманитовые гранулиты (метатерригенные породы). Кислые гранулиты прорваны телами гранитоидов с возрастными около 1,9 млрд лет. В основании пластины умбинских гранулитов (зона меланжа) и ее центральной части отмечены признаки изобарического охлаждения и декомпрессии.

Структурно-кинематические парагенезы, отражающие свекофенские события на данной территории,



представлены серией крупных тектонических покровов и чешуйчатых надвигов, образующих подковообразные в плане структуры. Весь набор пластин создает крупную синформу (30 × 150 км), ось которой вытянута в направлении ЮЮВ–ССЗ, и пластины в целом полого погружаются в восточном направлении. Во фронтальной части надвигов обнаружены складчато-надвиговые структуры, свидетельствующие о нагнетании и торошении горных масс. Эти структуры расположены поперечно к общему простираению пояса. Ориенти-

**Рис. 3.2.5.** Структурно-кинематическая схема Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии [Колодяжный, 2006]

Объяснения в тексте

**Fig. 3.2.5.** Structural-kinematic scheme of the Kolvitsa-Umba horizontal protrusion  
See explanations in the text

ровки линейности и сланцеватости указывают на продольное направление тектонического транспорта. Выявлены складки нескольких генераций, наиболее ранние из которых лежачие и запрокинутые складки-надвиги.

На макро-, мезо- и микроуровнях наблюдается следующий регрессивный ряд структурно-кинематических парагенезов: 1 – структуры субслоистой и объемной пластических деформаций, синхронные проявлению метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций; 2 – структуры пластической деформации, связанные с формированием динамодиафторитов первой генерации и условиями эпидот-амфиболитовой фации; 3 – структуры хрупко-пластической деформации с динамодиафторитами второй генерации, сформированные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Наиболее информативны структуры динамометаморфитов первой генерации, имеющие объемный характер и представленные С-S-структурами, структурами вращения, будинажа, линейностью, кулисным расположением минеральных индивидов и пр., которые свидетельствуют о направлении тектонических перемещений. Векторы перемещения, полученные на основании анализа структурно-кинематических парагенезов, свидетельствуют об общем тектоническом перемещении горных масс в северо-западном направлении, в результате чего формировались телескопированные системы структур типа «матрешки» (*telescope-structures*) [Леонов М., 1999]. Такая кинематическая ситуация соответствует продольному тектоническому течению и отражает механизм формирования Колвицко-Умбинской протрузии.

Тем не менее процесс формирования структуры протекал неравномерно и горные массы в различных пластинах двигались с разными скоростями, что получило отражение в возникновении надвигов с обратной – восточной вергентностью.

Структурно-кинематические парагенезы второй генерации в целом отражают те же тенденции движения горных масс в северо-западном направлении. При этом во фронтальной части протрузии сформировались структуры нагнетания, вклинивания и выдавливания и произошло тектоническое сдваивание пояса.

Формирование протрузии влияло на формирование обрамляющих тектонических элементов и морфоструктур региона, и был сформирован своеобразный структурно-кинематический ансамбль. В пределах юго-восточной части Беломорского пояса выделено три сегмента (Серяк-Ковдозерский, Чупинский, Энгозерский), формирование которых в той или иной степени динамически связано с развитием Колвицко-Умбинской протрузии. *Серяк-Ковдозерский сегмент* кинематически подчинен фронтальной части протрузии. Здесь развиты пологие нарушения с фестончатым рисунком. Они развивались как телескопические надвиги и образуют в плане дугу, плавно оконтуривающую фронтальную часть протрузии. В дальнейшем некоторые из них были трансформированы в пологие сбросы. Основной структурный парагенез этого сегмента составляют пологие сместители с надвиговой и сбросовой кинематикой, сдвиги и зоны сдвигового течения, линейность транспорта типа «В». *Чупинский сегмент* расположен во фланговой области протрузии. Здесь получили развитие главным образом структуры со сдвигово-надвиговой кинематикой и была сформирована система крупных доменов скольжения, ограниченных зонами сдвига, подчиненными продоль-

ному направлению транспорта Колвицко-Умбинской протрузии. *Энгозерский сегмент* рассматривается в контексте существования горизонтальной протрузии как ее фланговая или тыловая область с вихревой внутренней структурой.

Изучение структурно-кинематических парагенезов восточной части Беломорского пояса позволяет прийти к следующим выводам. В пределах региона отсутствует система моновергентных покровов, что отражается в различной ориентировке векторов тектонического транспорта и характеризует неравномерность процесса тектонического течения на свекофеннском этапе развития. Основное место здесь занимает Колвицко-Умбинская субгоризонтальная протрузия, формирование которой привело к возникновению сложного тектонического ансамбля с обособлением (а) тыловой декомпрессионной области, (б) основного тела протрузии с системой телескопированных надвигов, (в) фронтальной зоны тектонического нагнетания, (г) фланговых сегментов с надвигово-сдвиговыми либо ротационно-вихревыми перемещениями.

Таким образом, структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла отражают наличие сопряженных в пространстве обстановок горизонтального продольного течения и нагнетания, сжатия и декомпрессии, транспрессии и транстенсии. Кроме того, развитие протрузии сопровождалось регрессивными тектоно-метаморфическими процессами, что отражает процесс эксгумации глубинных пород при формировании протрузии. Что касается общих причин формирования протрузии, то С.Ю. Колодяжный [2004] связывает этот процесс с транспрессионным выжиманием в виде полого восходящего потока глубинных пород в верхние горизонты земной коры.

## **КАРЕЛЬСКИЙ МАССИВ** **(Балтийский щит)**

В Главе 1.4 были детально описаны различные структурные ансамбли, развитые на территории Карельского массива, дана их кинематическая интерпретация, показано их соотношение с глубинным строением территории и обосновано существование определенной преемственности структурно-кинематического плана массива от раннего протерозоя до наших дней, т.е. на плитном (протоплатформенном и щитовом) этапе развития региона.

Рассмотренный материал убедительно свидетельствует, что породы архейского фундамента и протоплатформенного чехла Карельского массива при принципиальном единстве структурно-кинематического плана подвержены не только складчато-разрывным деформациям, но и деформациям, отражающим внутреннюю объемную подвижность горных пород, их хрупко-пластическое и квазипластическое течение, т.е. реидную деформацию. Главный структурный ансамбль Карельского массива отвечает режиму сдвигового тектонического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой и фиксирует отток горных масс из южных частей массива, сопровождающийся формированием компенсационных впадин, латеральное течение в его центральных частях (зоны осепродольного течения и диссипативного сдвига)

и нагнетание горных масс в северном направлении (зоны сплющивания и сдвига). Помимо данных, приведенных в предыдущих разделах, роль объемного сдвигового течения подтверждается: существованием пластичного рифтогенеза со сдвиговой составляющей на более ранних этапах эволюции (в лопии) [Горьковец, 1993]; данными о сдвигово-надвиговой кинематике в районе Куолоярвинско-Паанаярвинской структуры [Silvoinen, 1991]; материалами интерпретации дистанционных съемок [Соколова, 1993]; S-образной внутренней структурой отчленившегося от Карельского массива блока Исальми, которая связывается с процессом вращения со сдвигом [Вейринен, 1939]; заметной ролью сдвигов и сдвигового течения на территории Балтийского щита в целом [Балаганский, Козлова, 1997; Балаганский и др., 1998; Балуев и др., 1997; Колодяжный, 2004, 2006].

В фундаментальной работе С.Ю. Колодяжного [2006] приведен большой объем нового фактического материала и теоретические разработки, подтверждающие ведущую роль объемного течения в процессе становления Карельского массива.

При этом массив, как было отмечено, характеризуется общей для супра- и инфракрустальных комплексов структурно-тектонической зональностью. Движение осуществляется «en block», без расчленения массива на отдельные блоки (микроплиты)<sup>2</sup>, о чем свидетельствуют, в частности, отсутствие крупных тектонических смещений по разломам и их общий рисунок (см. рис. 2.2.1). Анализ геологических, тектонических карт и материалов дистанционных съемок показывает, что разрывы четко фиксируются на местности, но существенных смещений по ним не обнаруживается, т.е. массив дезинтегрирован и представляет собой гигантскую хрупкопластическую мегабрекчию,двигающуюся в виде более или менее единого тектонического потока.

В то же время массив не является жестким блоком или плитой: весь изложенный выше региональный материал указывает на значительную пластичность и внутреннюю объемную подвижность горных масс, связанную с различными проявлениями тектонического течения (рейдной деформации), преимущественно в его (ее) хрупкопластическом и пластическом выражениях. При этом с течением времени и усилением склеротизированности коры происходит смена типа пластической деформации. На ранних этапах при интенсивном прогреве и проявлении магматических и метаморфических процессов деформация сопровождается (и стимулируется) интенсивными вещественными преобразованиями и связана с процессами растворения, перекристаллизации, бластеза, метасоматоза, т.е. с нарушением фазовых равновесий. На более поздних этапах – при ослаблении термобарического режима – рейдная деформация осуществляется на межзерновом, межлитонном и межпластовом уровнях, и главное значение приобретает процессы проскальзывания и катаклаза. Заметную роль начинает играть разрывная и доменно-блоковая тектоника. Эти процессы сопровождаются проявлениями регрессивного метаморфизма. При этом нужно отметить, что деформация осуществляется за счет объемного ослабления внутренних связей в горных породах на всех масштабных уровнях, что в известной степени отвечает идее

---

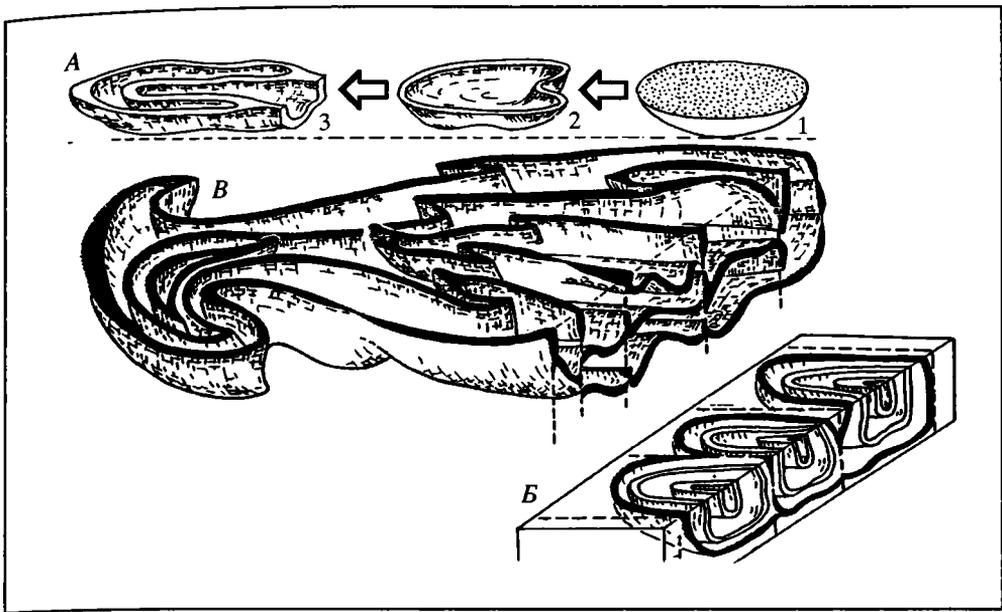
<sup>2</sup> Кроме массива Исальми, который был отчленен от Карельского массива зоной Кайну.

о проявлении в кратонизированных объемах земной коры *тектоники разрыхления (Lockertectonik)* [Штилле, 1964]. Именно это явление заметно определяет возможность реидной деформации в пределах консолидированной, относительно жесткой коры, в том числе и на неотектоническом этапе.

Реидная деформация осуществляется в сложных формах с возникновением структур сжатия (зоны сплющивания, надвиги, складки-покровы), растяжения (зоны оттока, грабенообразные структуры, бассейны типа пулл-апарт), областей продольного течения, вращения, псевдодиапиризма и пр. Особенно характерно для структуры массива наличие разномасштабных колчановидных (или «футлярных» [Николя, 1992]) складок, формирование которых связано со сдвиговым течением и которые во многом определяют тектонический стиль территории. Течение проявляется то в концентрированной форме в виде узких линейных зон с резким преобладанием протяженности над их шириной, то в виде диссипативного процесса, рассредоточенного в большом объеме, то в виде дискретно расположенных зон сдвигового течения с режимом транспрессии и образованием «структур цветка» (Центрально-Карельская зона, линейные структуры Онежской мульды), которые рассмотрены выше. Происходит сложное сочетание структур субгоризонтального и субвертикального течений, их виргация, изгибы, сигмоидальные завороты и пр. Все они образуют закономерно построенный структурный ансамбль, отражающий (подчеркнем это еще раз!) общее поступательное движение массива в северо-западном (в современных координатах) направлении, осложненное частными структурами вращения (см. рис. 1.4.37; 1.4.38).

Это движение сопровождается интенсивным субвертикальным и субгоризонтальным тектоническим расслоением массива. Вертикальное расслоение определяется в основном чередованием субвертикальных зон концентрированной и диссипативной деформации, горизонтальное – существованием субгоризонтальных зон хрупкопластического и квазипластического течений внутри разреза и на границах толщ разной реологии внутри проточехольного комплекса и на границе с архейским фундаментом, а также на нижней поверхности гранито-гнейсового слоя. При этом возникают дисгармоничные разрывы-разделители, столь свойственные пограничной области «фундамент/чехол» [Иванов, Иванов, 1996; Мусатов, 1998; Морозов, Сомин, 1997; Складаров и др., 1997; Сомин, 1998, 1999, 2000].

Горизонтальное расслоение массива, кроме приведенных выше геологических и геофизических данных, аргументировано следующими положениями: (а) существованием двух структурных ярусов: верхнего – с преимущественно вертикальными слайдами (субвертикальная расслоенность) и нижнего – с субгоризонтальным течением горных масс [Миллер, 1988, 1997]; (б) предположением о резком понижении вязкости в нижней части гранитного слоя, а возможно, и в нижней части континентальной коры и о расщеплении литосферы на несколько относительно упругих слоев, разделенных слоями с пониженной вязкостью [Stewart, Watts, 1997]; (в) признанием взаимной компенсации напряжений внутри земной коры, при которой области сжатия чередуются с областями растяжения – соответственно чередуются и зоны с различными тектоно-магматическим, метаморфическим



**Рис. 3.2.7.** Один из возможных механизмов формирования колчановидных (футлярных) складок и структур типа «матрешки» (telescope structures) и «матрешек-близнецов» (twins telescope structures), образующихся в процессе объемного течения

*A* – принципиальная схема, 1, 2, 3 – последовательные стадии формирования колчановидных складок; *Б* – схема соотношения телескопических складок с зонами продольных сдвигов; *В* – принципиальная схема Карельской горизонтальной протрузии. Черным условно показаны зоны концентрированного хрупко-пластического сдвигового течения со сдвигово-надвиговой кинематикой, которые обуславливают тектоническое горизонтальное и вертикальное расслоение массива

**Fig. 3.2.7.** A possible formation mechanism of sheath folds, telescope and twins telescope structures under influence of 3D tectonic flow

(A) Principal scheme and successive formation stages (1, 2, 3) of sheath folds;  
 (B) Schematic relations between telescoped folds and longitudinal shear zones;  
 (C) Generalized model of the Karelian horizontal protrusion; shown in black are zones of concentrated brittle-ductile flows with shear-thrust kinematics responsible for horizontal and vertical tectonic delamination of the massif

(и тектоническим, М.Л.) режимами [Штейнберг, 1978], что приводит к горизонтальному и вертикальному расслоениям корового слоя. Налицо объемное дисгармоничное (но определенным образом упорядоченное) тектоническое течение горных масс Карельского массива, причем оно осуществляется практически независимо от соседствующих Свекофеннской и Беломорской провинций, которые имеют совершенно иной структурный рисунок, набор геологических формаций, эволюционный ряд магматических и метаморфических процессов, тип коры и пр.<sup>3</sup> и от которых Карельский массив отчленен зонами хрупкопластического течения и разломами глубинного заложения.

<sup>3</sup> Конечно, эта независимость относительна: она безусловно существует в пограничных зонах (зонах влияния), проявляется как отражение явлений надрегионального (глобального) значения и т.д.

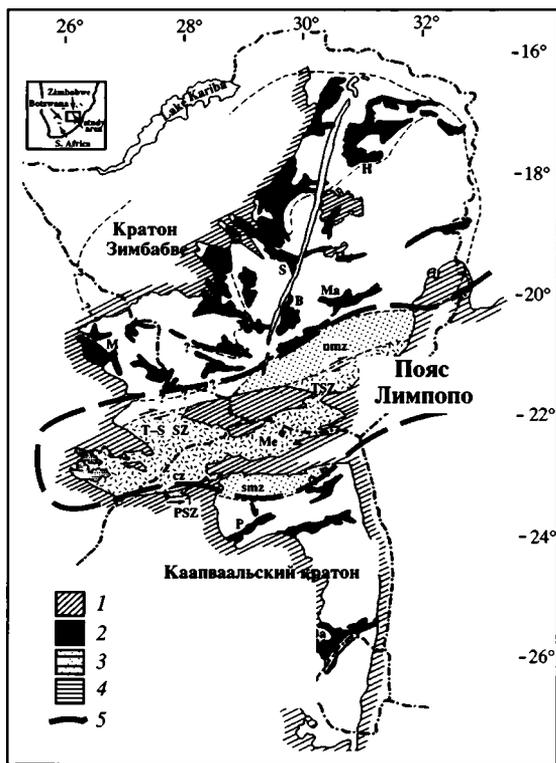
В конечном итоге формируется гигантская горизонтальная протрузия (плито-поток) типа «матрешки» (telescope structure) (см. рис. 1.4.37; 1.4.38; рис. 3.2.6, см. вклейку; рис. 3.2.7). Особенности пространственно-временной эволюции Карельской геомассы рассмотрены в Главе 3.5.

### ПОЯС ЛИМПОПО (Южная Африка)

Данные по геологии региона заимствованы из следующих публикаций: [Aldiss, 1991; Brandl, Reimond, 1990; Covard, 1976; Covard, Daly, 1984; Covard et al., 1973; McCourt, Wilson, 1992; Mason, 1973; Van Reenen et al., 1987; и др.].

Складчато-метаморфический пояс Лимпопо расположен на территории юго-восточной Африки и разделяет два архейских кратона: кратон Зимбабве на севере и Каапваальский кратон на юге (рис. 3.2.8). Кратоны сложены гранит-зеленокаменными породами с низкоградиентным метаморфизмом и относительно близкими возрастами кратонизации. В Каапваальской провинции она приурочена к рубежу примерно 3 млрд лет назад, в пределах провинции Зимбабве кратонизация достигла кульминации к рубежу 2,9–2,6 млрд лет назад.

Возраст стабилизации в пределах пояса Лимпопо отличается от такового в обрамляющих массивах и составляет 2,46 млрд лет на северной окраине пояса, 2,45 млрд лет на южной окраине пояса и 2,2 млрд лет в пределах его фронтальной зоны. Окончательная кратонизация пояса фиксируется толеитовыми лавами в основании протерозойской группы Соутпансберг с возрастом 1,8 млрд лет. Таким образом, формирование структурно-вещественного облика пояса сильно растянуто во времени и не соответствует времени становления обрамляющих его более древних структур.



Окончательная кратонизация пояса фиксируется толеитовыми лавами в основании протерозойской группы Соутпансберг с возрастом 1,8 млрд лет. Таким образом, формирование структурно-вещественного облика пояса сильно растянуто во времени и не соответствует времени становления обрамляющих его более древних структур.

**Рис. 3.2.8.** Положение пояса Лимпопо в структуре Южной Африки (по: McCourt, Wilson, 1992])

1 – протерозойские и более молодые отложения чехла; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – пояс Лимпопо; 4 – граниты Махалапай; 5 – граница пояса Лимпопо

**Рис. 3.2.8.** Position of Limpopo fold-metamorphic belts in the general structure of South Africa

(1) – supracrustal complexes; (2) granite-greenstone belts; (3) Limpopo belts; (4) Mahalapay granites; (5) Limpopo belt boundaries

Нужно отметить, что архейские породы в центральной зоне пояса охарактеризованы соотношением  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \mu_1 > 12$ , тогда как в провинции Каапвааль  $\mu_1 = 9 \div 10$ . Это указывает на то, что пояс Лимпопо принадлежит иной, чем Каапваальская, изотопной провинции. К сожалению, подобных данных по кратону Зимбабве в литературе мне не встретилось. Отметим, что во всех трех провинциях – Зимбабве, Лимпопо, Каапвааль – развиты зоны сдвигового течения. Каждый из террейнов ограничен от соседних зонами вязкопластического сдвига, имеющими коровый масштаб. Каждый из террейнов имеет свой собственный структурный рисунок, характер тектоники и кинематики, что вытекает из анализа структурно-кинематических индикаторов.

Пояс Лимпопо представляет собой вытянутую в юг-юго-восточном–север-северо-западном направлении структуру размером  $130 \times 450$  км. Он сложен высокометаморфизованными породами архея, которые перекрыты протерозойским протоплатформенным чехлом, имеет подковообразный внутренний структурный рисунок (рис. 3.2.9, см. вклейку) и характеризуется проявлением высокоградиентного метаморфизма. Пояс обрамлен зонами вязкопластического течения и гранулитового метаморфизма. В пределах пояса выделены три зоны: сходные между собой Северная и Южная краевые (ширина каждой  $\sim 60$  км) и Центральная (ширина  $\sim 130$  км). Центральная отделена от краевых системой хрупкопластических сдвигов, но сами краевые зоны представляют собой области сдвигового хрупкопластического течения.

Возраст протопород Центральной зоны пояса Лимпопо, представленных гранодиоритовыми и трондьемитовыми гнейсами на основании валовых определений по R-Sr, составляет 3,8 млрд лет, но тем не менее последующие исследования не дали возрастов древнее 3,3 млрд лет. По Sm-Nd модельный возраст не превышает 2,7 млрд лет. Серые гнейсы служат основанием для более молодых протоглинисто-терригенно-карбонатных супракрустальных серий, не встречающихся за пределами провинции Лимпопо.

Структура Центральной зоны чрезвычайно сложна и характеризуется общим юг-юго-западным – север-северо-восточным трендом. В краевых частях Центральной зоны простираения структуры линейны и соответствуют общему простираению пояса; в центральной части и на юг-юго-западном замыкании они образуют подковообразные изгибы и отдельные домены как бы вложены друг в друга. Вся территория пронизана зонами концентрированного хрупкопластического сдвигового течения, которые обрамляют различные тектонические домены с разным структурным рисунком. Характерным элементом складчатой структуры являются мелкие сжатые складки с изогнутыми шарнирами и крутыми осевыми плоскостями, а также колчановидные складки (sheath folds), которые иногда называют также eye-shaped folds – складки, похожие на глаза<sup>4</sup>. Колчановидные складки являются одним из наиболее характерных признаков зон сдвигового течения в метаморфических породах.

Некоторые исследователи (например, [McCourt, Wilson, 1992]) указывают, что зоны хрупкопластического течения в пределах Центральной зоны

<sup>4</sup> Форму колчана для стрел складки имеют в продольном сечении, форму глаза – в поперечном.

распространены повсеместно или, как пишут упомянутые авторы, «везде-сущи». Линеанизированы и гранитоиды и супракрустальные гнейсы, и в них также широко проявлены колчановидные складки, сланцеватость, плейчатость, разлинзование, будинаж и интенсивная милонитизация.

На севере Центральная зона пояса Лимпопо отделена от кратона Зимбабве системами хрупко-пластических сдвигов зоны Триангль (на востоке) и зоны Тули-Саби (на западе), имеющими простирание восток-северо-восток–запад-юго-запад и падение  $30 - 70^\circ$  в южных румбах. Широко проявлена сланцеватость и минеральная линейность. Породы шир-зон надвинуты в северном направлении на кратон Зимбабве. Порфириовидные граниты Чилиманзи, развитые внутри Северной зоны, имеют структурный наклон к югу и субвертикальное погружение линейных структурных элементов. Южный край Северной зоны образует зона Триангль с мощными милонитами и ультрамилонитами. Сланцеватость погружается на юго-восток. Кинематические индикаторы указывают на правосдвиговые смещения. Возраст основных деформаций 1,9 млрд лет.

С юга Центральная зона обрамлена системой шир-зон Саннисайд–Палала, которая состоит из трех элементов: внутренней шир-зоны Саннисайд, внешней шир-зоны Палала (ширина около 10–12 км) и расположенным между ними широким (40–50 км) линейным складчато-метаморфическим поясом. Шир-зоны характеризуются наличием крутозалегающих и падающих преимущественно в северных румбах милонитизированных пород, аналогичных тем, которые выполняют Центральную зону, с субгоризонтальной минеральной линейностью. Кинематические индикаторы указывают на левостороннее сдвиговое смещение. Возраст деформаций 2 млрд лет. Описанные структурные элементы находятся в парагенетическом единстве с шир-зоной Хоут-Ривер (Hout River). Эта система представляет собой серию крутых с падением к северу шир-зон более высокого порядка, захватывающих породы Южной краевой зоны и Каапваальского кратона. Кинематические индикаторы указывают на надвигание пород к югу на образования Каапваальского кратона. Шир-зоны с глубиной меняют свой наклон, будучи крутыми в верхней части коры с амфиболитовой фацией метаморфизма, они выполаживаются в направлении нижних горизонтов корового слоя с гранулитовым метаморфизмом. Такая геометрия может свидетельствовать о наличии пластических срывов в глубинных горизонтах, которые вверху трансформируются в надвиги. В целом это приводит к формированию структур, отвечающих «тонкокожей» (thin skin) тектонике, или, как пишут М. Ковард и М. Дэли [Covard, Daly, 1984], к формированию тонкоплитной коровой структуры (thin crustal plate).

Важным элементом строения краевых зон является проявление в них гранулитового метаморфизма, захватывающего как породы пояса Лимпопо, так и образования обрамляющих кратонов.

Итак, тектоническое обрамление пояса Лимпопо представлено серией линейных зон хрупкопластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой. При этом северное ограничение характеризуется правосдвиговой кинематикой с надвиганием в северном направлении, южное – левосдвиговой кинематикой с надвиганием в южных румбах. Все это свидетельствует о совокупности движений геомасс провинции Лимпопо в юг-юго-западном направлении. Отметим, что кинематический рисунок кратона Зимбабве

также свидетельствует о его движении в юго-западном направлении. Возраст этих движений 2,7–2,6 млрд лет, т.е. они произошли несколько раньше, чем в провинции Лимпопо.

Таким образом, все имеющиеся данные по строению пояса Лимпопо – внутренняя структура, характер ограничений, особенности проявления метаморфизма и др., см. вклейку позволяют вслед за С. МакКуртом и Дж. Уилсоном и Д. Ван Риненом с соавторами [McCourt, Wilson, 1992; Van Reenen et al., 1987] интерпретировать пояс в качестве гигантского кристаллического плито-потока, внедрившегося между двумя кратонами (см. рис. 3.2.9; рис. 3.2.10, см. вклейку). Движение осуществляется в пределах всей коры и, по-видимому подкорковой астеносферы.

### ДАнные МОДЕЛИРОВАНИЯ

Структуры типа горизонтальных протрузий (плито-потоков) изучены не только на природных объектах, но и на основе построения модельных образов.

К. Джексон, М. Телбот [Jackson, Talbot, 1989] смоделировали структуры типа диапиров на центрифуге, где придаваемое вращением ускорение имитировало плотностную инверсию в поле силы тяжести при ускорении 1200 g (рис. 3.2.11), т.е. как бы в условиях вертикальной ориентировки напряжений

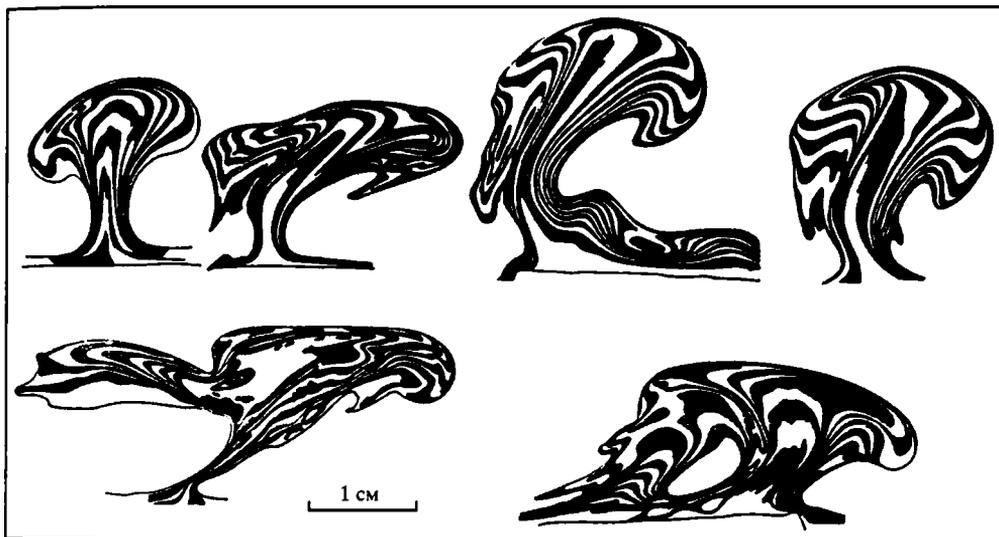
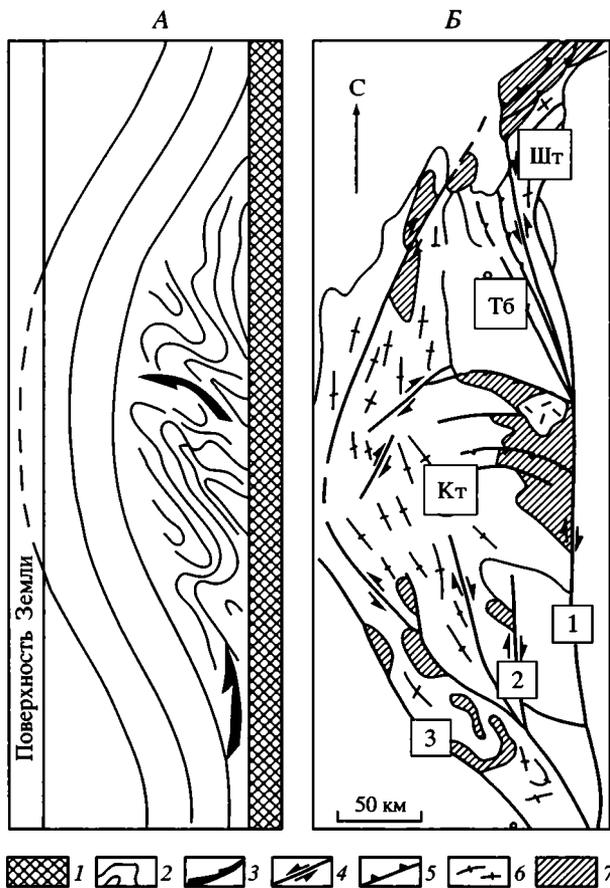


Рис. 3.2.11. Диапировые структуры, смоделированные на центрифуге (по: [Jackson, Talbot, 1989])

Можно видеть значительное сходство генеральной структуры Карельского массива и Колвицко-Умбинской протрузии (см. рис. 1.4.37; 1.4.38) со структурой моделей

Fig. 3.2.11. Diapir structures modeled by centrifuging

One can see that the Karelian massif structure (see Figs. 1.4.37; 1.4.38) is remarkably similar in general to model structural patterns



**Рис. 3.2.12.** Сравнение структуры вертикальных и горизонтальных диапиров [Копп, 1999]

А – «вертикальный диапир» (повернутый на 90°); Б – структурная схема Керман-Табаской зоны (Восточный Иран) – «горизонтальный диапир» (протрузия)

1 – фундамент; 2 – стратифицированные толщи; 3 – направление нагнетания пластических пород; 4 – сдвиги; 5 – надвиги; 6 – оси складок; 7 – мегантиклинали с палеозойско-триасовыми осадками в ядрах.

Кт – Керман-Табаская зона; Тб – Табасский рамповый грабен; Шт – антиклинорий Шотори.

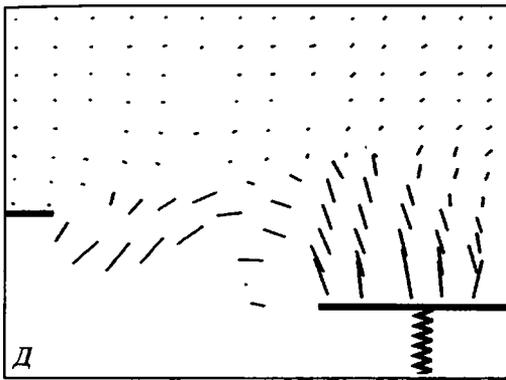
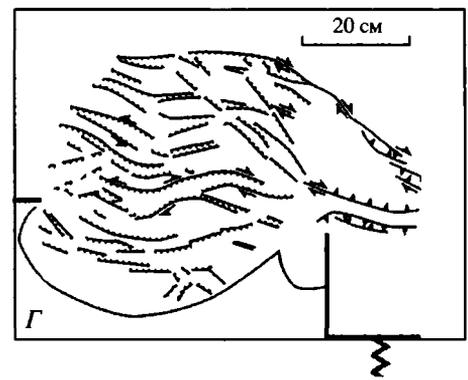
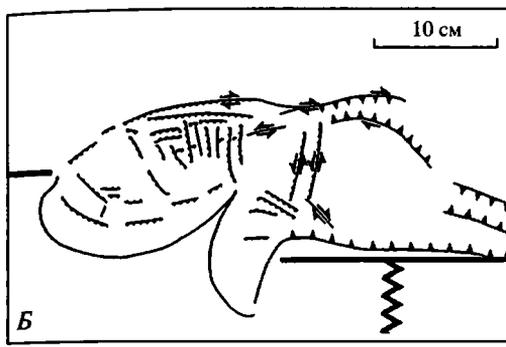
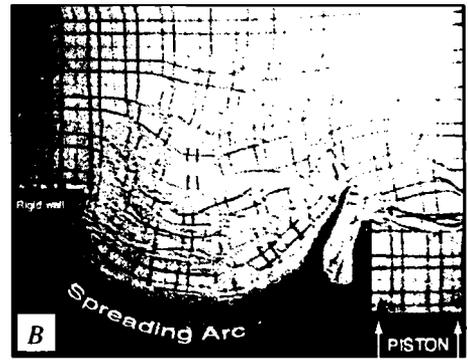
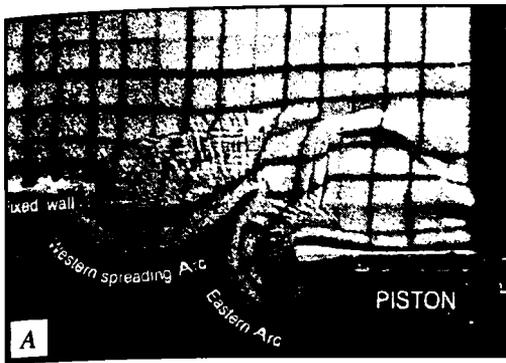
Цифры в квадратах – сдвиги: 1 – Найбэнд, 2 – Гавк, 3 – Кухбенан

**Fig. 3.2.12.** Comparative structures of vertical and horizontal diapirs

(A) vertical diapir rotated by 90° and (B) structural scheme of the Kerman-Tabas zone (eastern Iran) exemplifying a «horizontal diapir» (protrusion): (1) basement; (2) stratified sequences; (3) direction of plastic mass injection; (4) slip and (5) thrust faults; (6) fold axes; (7) meganticlines with Paleozoic-Triassic rocks in their cores. (Кт) Kerman-Tabas zone, (Тб) Tabas ramp graben and (Шт) Shotori anticlinorium; encircled numbers mark (1) Naibend, (2) Gavk and (3) Kuhhbenan slip faults

сжатия. Авторы эксперимента моделировали структуры типа диапиров. Но в данной модели ускорение силы тяжести можно рассматривать и как приложение тектонических сил, действующих в условиях сред с различной степенью вязкости – различие в вязкостных свойствах модельных материалов заложено в условия эксперимента. Сходство возникающих при этом структур подтверждает сравнение «вертикального» (эксперимент) и «горизонтального» (природный объект) диапиров (рис. 3.2.12). При сравнении Карельского массива и Колвицко-Умбинской протрузии с моделями видно разительное сходство их внутренней структуры.

Дж. Мартино с соавторами [Martinod et al., 2000] осуществили физический эксперимент на смеси песка и силикона, направленный на изучение процесса формирования структур латерального течения, которые они назвали латеральными экструзиями (lateral extrusion). В условия эксперимента входили два фактора: собственный вес материала в модели и действие компрессии со стороны выдвигаемого индентора. За прототип модели взят Анатолийско-Эгейский регион (рис. 3.2.13, см. вклейку; 3,2.14), и граничные условия модели приведены в соответствие с теми, которые определяются положением Эгейско-Анатолийской массы в общей структуре этого региона, его внутренней структурой и данными по современным перемещениям горных



**Рис. 3.2.14.** Физическая модель формирования структуры Анатолийско-Эгейского региона (по: [Martinod et al., 2000])

*A, B* – морфоструктура модели на 43-й мин эксперимента (1-й вариант модели): *A* – общий вид модели, *B* – отдекшифрованный структурный рисунок. *B, Г* – морфоструктура модели на 145-й минуте эксперимента (2-й вариант модели): *B* – общий вид, *Г* – отдекшифрованный структурный рисунок; *Д* – перемещение маркеров

**Fig. 3.2.14.** Physical model of structure formation in the Anatolian-Aegean region

(A–B) 43rd minute of experimental run (1st variant of the model): (A) general view of the model and (B) deciphered structural patterns; (B–Г) 145th minute of experimental run (2nd variant of the model): (B) general view of the model and (Г) deciphered structural patterns; (D) movement of markers

масс. Последние хорошо согласуются с новыми данными GPS-измерений по этому региону [Armijo R. et al., 2002, 2003].

В результате эксперимента получены выводы, имеющие серьезное значение для понимания формирования аналогичных природных структур: модель имеет значительное сходство с природным геологическим объектом в отношении внутренней структуры и внешних форм и характера ограничений, что прекрасно видно при сравнении рис. 3.2.13 и рис. 3.2.14.

Перед головной частью жесткого индентора, который имитирует движение Аравийской плиты в северном направлении, наблюдается укорочение в поперечном направлении и удлинение в продольном. Вторая («северная») зона укорочения возникает на значительном расстоянии от штампа и отделена от «южной» пространством, где деформация укорочения практически отсутствует. Возникает область относительного тектонического покоя, соответствующая в первом приближении срединным массивам Анатолии, в пределах которых, как было показано, в частности, для Мендересского массива, развито растяжение (см. Главу 1.2). В природном объекте «северная» и «южная» зоны укорочения соответствуют складчатым цепям Северной и Южной Анатолии.

Зафиксировано результирующее растяжение песчано-силиконового пласта и его растекание в продольном направлении, причем это растекание связано не только с сокращением пространства, но и с действием гравитационных сил в пределах пласта. Это явление – выдавливание горных масс в зоны геодинамических убежищ – в англоязычной литературе известно под названием «lateral escape» (латеральное убежание). Примеры такого механизма описаны многими исследователями, но наиболее исчерпывающие их рассмотрения можно найти в работах М.Л. Коппа [1979, 1997, 1999].

В начале процесса возникает система нормальных сбросов, согласованных с латеральным эскейпом, и надвигов перед фронтом индентора. Сдвиги начинают развиваться только на поздних стадиях формирования структуры, после того, как образовалась система сбросов и надвигов. Рождаются два семейства сопряженных сдвигов по обеим сторонам свободного края деформируемого объема. Эксперимент показал также, что начальная геометрия ограничений растекающегося пласта может иметь значение при образовании общей конфигурации структуры. Начальные граничные условия, приближенные к природным, позволили смоделировать возникновение двух структурных дуг, аналогичных Кипрской дуге и дуге Элленид. Важно, что этот структурный рисунок образовался без привлечения различий в реологии деформируемого объема. И еще одно существенное обстоятельство, вытекающее из анализа эксперимента: формирование западной арки, которая развивается из первично широтно ориентированного участка, не связано напрямую с выдвиганием штампа, которое является лишь триггером (спусковым механизмом) для начала общего процесса объемного течения.

В разделах, посвященных механизмам реидной тектоники и образованию тел «протыкания», к которым относятся и кристаллические протрузии, было показано, что процесс объемного течения может захватывать различные глубинные горизонты коры и литосферы и что вертикальные и горизонтальные потоки горных масс связаны между собой, часто образуя единую динамическую систему.

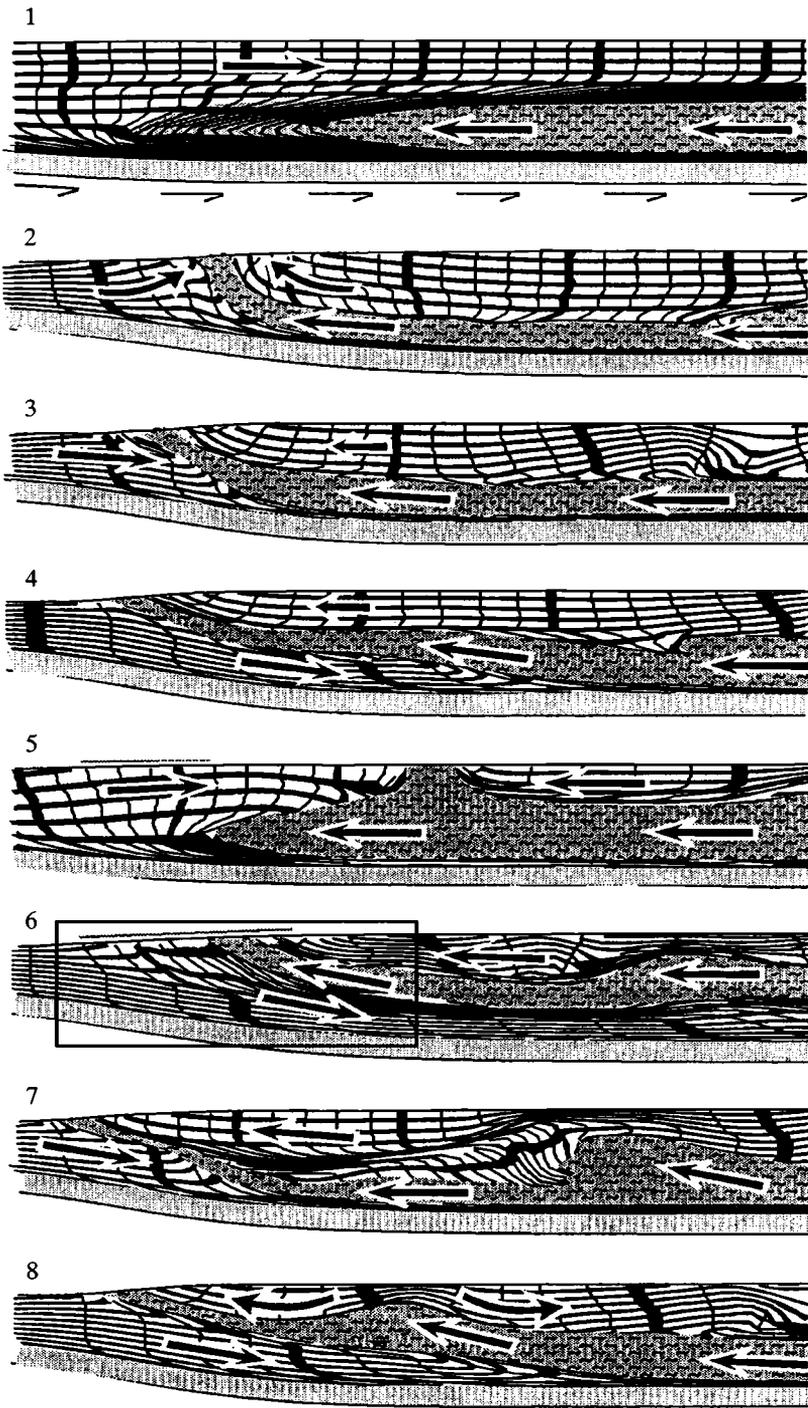
В этом отношении значительный интерес представляет работа канадских ученых [Beaumont et al., 2001], посвященная моделированию «вязких экструзий» (ductile extrusion) и «каналов течения» (channel flow) в пределах Гималайско-Тибетского региона. На основании данных по распределению в коре температур, скоростей движения и реологии горных масс, а также учитывая параметры метаморфизма пород и условия их нахождения в современной структуре, авторы предложили модель геодинамического развития

региона и механизма эксгумации глубинных масс на поверхность Земли. Думаю, что пересказывать содержание статьи необходимости нет – она опубликована в доступном журнале, а суть видно на рис. 3.2.15. Отмечу что, согласно авторам, импульсом процесса в данной модели служит движение Индостанской плиты и ее пододвигание под Евразийский континент, хотя сама модель допускает, по-моему, и иную трактовку, а именно зарождение канала течения в районе Тибета и, как показано на рисунке, его продвижение в южном направлении. Возможно, что современная структура Гималаев является результатом интерференции обоих процессов.

Как видно из модели, процесс развивается последовательно и выделяют следующие его основные стадии: (1) формирование «канала течения» на уровне нижней коры с субгоризонтальным перемещением относительно разогретых и пластифицированных масс; (2) выход глубинных масс на поверхность Земли (эксгумация) с образованием симметричной обрамляющей структуры; (3) возникновение однонаправленного выдавливания глубинных масс (экструзии) и глубинного надвига; (4) продолжение формирования асимметричной экструзии с одновременным подвигом верхне- и среднecоровых слоев; (5) асимметричная экструзия и увеличение объема «канала течения», перемещение экструзивной зоны в тыловую часть; (6) образование сорванного фронтального складчато-разрывного пояса, начало процесса формирования куполов; (7) возникновение тыловой зоны срыва, сопровождающейся растяжением и зарождением гранито-гнейсовых куполов; (8) образование гранито-гнейсовых куполов и дивергентное растекание верхне-коровых масс.

Данная модель, по всей вероятности, может быть использована и для объяснения возникновения других плито-потоков, например Карельского, и, в большей степени, для Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии, где в верхние горизонты коры выводятся глубинные породы высоких ступеней метаморфизма. В последнем случае аналогии весьма очевидны. Можно допустить (к этому имеются все предпосылки), что подобный механизм можно рассматривать как весьма вероятный и для объяснения структуры Байкальской горной области с ее метаморфическими ядрами и гранитными протрузиями. Вероятно, подобный процесс может быть применен и для трактовки глубинных «протрузий» Кольско-Мезенского региона и Тимано-Печорской провинции. Эти «протрузии» установлены на основе интерпретации геофизических данных [Костюченко, 1997].

Существуют и другие модели, отражающие возможность масштабного перетекания горных масс. Упомянем лишь некоторые: (1) модели вязкоупругой астеносферы Е.В. Артюшкова [1969, 1978, 1993]; (2) модель голоценового воздымания Балтийского щита [Mörner, 1979], дающая представление о течении вещества на уровне астеносферы, его возможных скоростях и объемах; (3) приведенная выше модель формирования Вредефортского купола [Colliston, 1990], указывающая на возможность латеральных потоков в нижнекоровом слое и протрузивном внедрении глубинных пород в верхние горизонты коры; (4) модель Ю.А. Морозова и Т.М. Гептнер [1997], отражающая механизм формирования сходных структур в пределах верхней коры; (5) модельные построения Ф.В. Чекунова [1986, 1989, 1990, 1991], объясняющие структуру Карпат и юга Восточно-Европейской платформы наличием



Соотношение вертикального  
и горизонтального масштабов 1 : 1

мантйных и литосферных диапиров и связанных с ними латеральных потоков горных масс; (6) модели В.П. Трубицина с соавторами [Бобров, Трубицин, 1995; Трубицин и др., 1997; Трубицин, Бобров, 1993; Трубицин, Рыков, 1998], в которых показана возможность существования масштабных латеральных токов вещества верхней мантии и астеносферы (к этой модели мы вернемся чуть ниже). Таким образом, модельные построения не противостоят наблюдаемым природным реалиям.

Конечно, надо помнить, что в каждую модель ее автор закладывает некие граничные условия, которые лимитируют конечный результат, а также вводит определенный уровень обобщения («грубости» модели). Как говорится: Если в жернова засыпан горох, то не нужно ожидать получения пшеничной муки. Фактором контроля в каждом конкретном случае могут служить два обстоятельства. Первое – возможность применения модели к другим объектам (элемент экстраполяции); второе – получение в модели неизвестных ранее закономерностей строения, эволюции, форм проявления тех или иных процессов, которые могут быть обнаружены при последующем изучении моделируемых объектов (элемент предсказания). Натурные наблюдения, результаты которых были изложены в предыдущих разделах, находят подтверждение в модельных построениях, несколько примеров которых мы только что рассмотрели.

## ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Приведенный выше фактический материал и обзор модельных построений в совокупности позволяют сделать по крайней мере три достаточно обоснованных вывода: (1) плито-потоки (горизонтальные протрузии) – это реальные геологические тела (геодинамические системы), составляющие существенный элемент континентальной литосферы; (2) физические и расчетные модели подтверждают возможность объемного латерального течения в пределах литосферы (в том числе и земной коры) и верхней мантии; (3) модели достаточно адекватно отражают реалии строения и истории становления природных объектов.

«Плито-поток» («горизонтальная протрузия») (plate-flow, horizontal protrusion) – это пространственно ограниченное горизонтально-плоскостное геологическое тело, обладающее признаками объемной (3D) реидной деформации горных масс. Как было показано выше, реидная деформация практически всегда связана с уменьшением вязкости – именно это и служит причиной употребления термина «протрузия». Разница в употреблении понятий «горизонтальная протрузия» и «плито-поток» весьма условна, и для меня она связана только с масштабностью явления (в объемном его выражении)



**Рис. 3.2.15.** Модель формирования «канала течения» (channel flow) и протрузивной эксгумации глубинных масс для Гималайско-Тибетского региона (по: [Beaumont et al., 2001])

Объяснения в тексте

**Fig. 3.2.15.** A model of the channel flow formation and protrusive exhumation of deep-seated rock mass in the Himalayas-Tibet region

See explanations in the text

и механизмом движения. Структуры этого типа, имеющие относительно малые объемы (от первых до десятков и первых сотен квадратных километров), можно называть горизонтальными протрузиями; структуры, отражающие реидную деформацию в пределах значительной части коры (а также литосферы) и имеющие региональный масштаб, сопоставимый с размерами литосферных плит, лучше называть плито-потоками. В первом случае главную роль в перемещении масс играет процесс тектонического выжимания из областей бокового сжатия в зоны наименьших напряжений (декомпрессии). Во втором случае движение плито-потоков причинно связано с внутрикоровыми и подкоровыми течениями, может возникать спонтанно и происходить автономно относительно соседствующих блоков земной коры и литосферы. Однако, повторяю, разделение это весьма условно.

Для структуры горизонтальных протрузий (плито-потоков) и проявления в их пределах тектонодеформационного процесса характерны следующие особенности.

(1) Специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение по направлению длинной оси структуры (рис. 3.2.16, см. вклейку). В парагенез входят зоны: сплющивания и нагнетания (*flattening and squeezing zones*); линейные осепродольного течения (*zones of lengthwise-axial concentrated tectonic flow*); субгоризонтального течения (*lateral tectonic flow*) и срывов (*detachments*); диссипативного сдвигового объемного течения (*dissipated strike-slip flow zones*); относительной декомпрессии и оттока горных масс (*distention or asylum zones*). Первые три – это зоны концентрированных деформаций (*high-strain shear zones*), которые определяют разноранговую внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая синформная чешуйчато-покровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; развитые по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие колчановидных складок.

(2) Структура типа «матрешки» с вложенными друг в друга тектоническими пластинами, разделенными зонами пластических срывов (*detachments*), и ярко выраженная внутренняя субслойная структурно-метаморфическая расслоенность;

(3) Наличие краевых зон вязкопластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы.

(4) Внутренняя структура, отличающаяся от таковой соседствующих с протрузией тектонических элементов (зон, массивов, террейнов и пр.).

(5) Высокоградиентный метаморфизм с чередованием зон разной степени вещественной трансформации пород в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма.

(6) Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс.

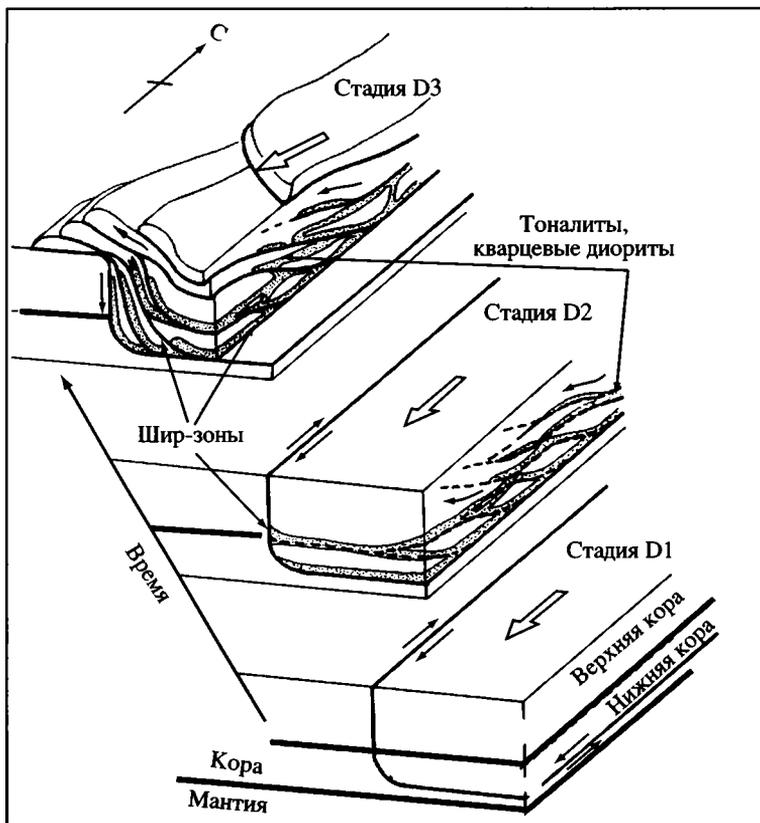
(7) Наличие гранитного магматизма, проявляющегося на поздних стадиях консолидации.

(8) Наличие субвертикальных и субгоризонтальных зон офиолитового и тектонометаморфического меланжей.

(9) Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания).

Таким образом, анализ литературных данных и специально проведенные исследования показывают: формирование плито-потоков – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. Своим существованием они отражают реальную (зафиксированную в структуре коры) внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя континентов. Их формирование связано с возникновением реологически ослабленных объемов с пониженной вязкостью. Подвижность может возникать в режимах «холодной» деформации, относительного прогрева, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления и определяется степенью связности пород. Потеря связности обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки пород (см. выше), и все эти механизмы приводят к возникновению среды с пониженной вязкостью. Последнее обстоятельство играет решающую роль при формировании плито-потоков. Направление, характер и интенсивность перемещения вещества в процессе эволюции плито-потоков в коровом слое связаны с формой проявления конвективных (адвективных) токов в астеносфере и подлитосферной мантии, а также с реализацией внутрипоровых объемных сил и напряжений.

Структуры, отражающие латеральные потоки горных масс и обладающие основными признаками горизонтальных протрузий или плито-потоков, известны, кроме рассмотренных выше, и в других регионах мира [Копп, 1997, 1999; Леонов М., 2001]. Так, весьма вероятен протрузивный механизм для формирования структуры Шварцвальда [Echtler, Chauvet, 1991, 1992], поскольку, как видно из рис. 3.2.17 (см. вклейку), структура района обладает практически полным набором необходимых признаков (структура типа «матрешки», сдвигово-надвиговый парагенез, внутреннее расслоение, коровые граниты и пр.). Крупные геологические тела подобного типа выявлены по геофизическим данным в Кольско-Мезенском регионе и Тимано-Печорской провинции [Костюченко, 1997], в некоторых других регионах. Можно предполагать, что дугообразные структуры Центрально-Азиатского пояса, в частности Центрально-Казахстанские структуры и структуры Байкальской горной области, также представляют собой масштабные литосферные плито-потоки, что в принципе отражено для неотектонического этапа в работе В.Е. Хаина и Н.А. Яблонской [1997]. Описание структурного ансамбля и закономерностей формирования гранит-зеленокаменной провинции Пилбара, приведенное в работе Т. Зегерса с соавторами [Zegers et al., 2001], также позволяет предполагать латерально-протрузивную природу некоторых элементов этого региона. Не исключена роль подобного процесса и для пояса Хидака (Япония), описанного в публикации Т. Тоясима с коллегами [Toyoshima et al., 1994], где отчетливо показан процесс субслоистого расслоения и проникновения по



**Рис. 3.2.18.** Формирование расслоенной структуры пояса Хидака (по: [Toyoshima et al., 1994].  
 Схема отражает сублольное внедрение магматического материала и внутреннее расслоение горных масс  
 в процессе их латерального движения

**Fig. 3.2.18.** Layered structure of the Hidaka belt

(1) lit-par-lit injections of magmatic material; (2) detachment faults and subhorizontal delamination zones in the crust

плоскостям разделителей магматических расплавов кислого и основного составов (рис. 3.2.18). Но вернемся к рассмотрению дополнительного фактического материала, который покажет, что выделенная категория структур – плито-потоки – отражает закономерности глобального характера, будучи характерным явлением и для океанской литосферы.

### ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ПЛИТО-ПОТОКИ НА КОРЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

Структуры, отвечающие практически всем параметрам горизонтальных протрузий (плито-потоков), обнаружены не только в континентальной литосфере, но и в пределах современных океанических пространств и приокеанических зон. На структуры такого типа геологи неоднократно обращали внимание (например, плито-потоки [Ажгирей, 1960; Ирдли, 1960]), приводя

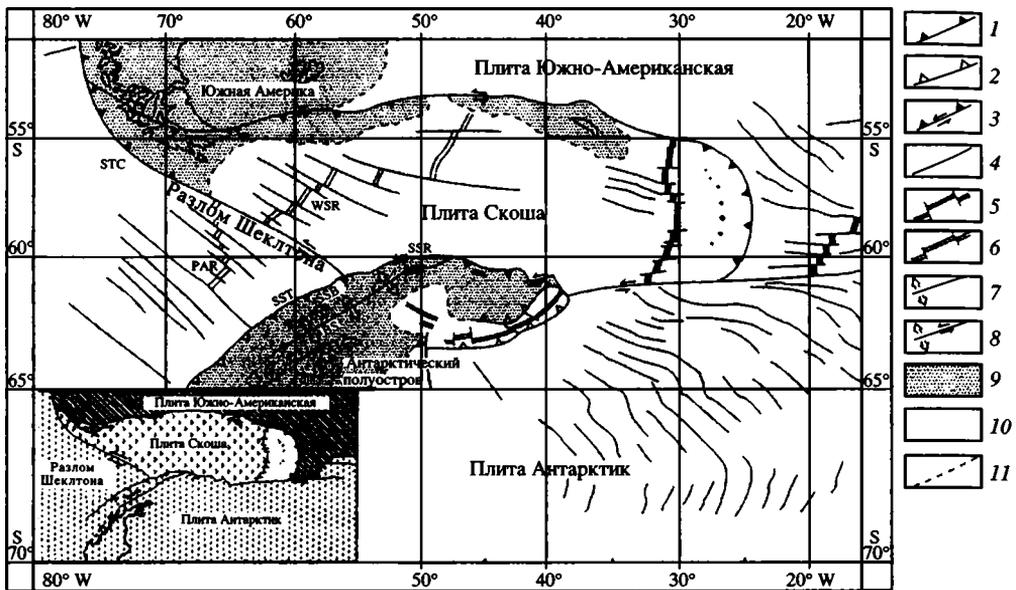
в пример дугу Скотия, Карибскую дугу или подковообразные структуры Тимора-Церама вокруг моря Банда. А. Дж. Ирдли выделял их под названием «сжатые (tight) дуги». Кратко рассмотрим два наиболее ярких примера.

*Дуга Скоша.* Эта структура расположена в южной части Атлантического океана и по существу является неким продолжением Южно-Американского и Антарктического континентов, образуя гигантскую вытянутую в широтном направлении подкову. Число публикаций, касающихся тектоники и геодинамики этого региона, не столь велико, как он того заслуживает, но все-таки основные черты строения и эволюции в настоящее время установлены вполне четко [Виноградов и др., 2000; Гершанович, Живаго, 1993; Дубинин и др., 1999; Пушаровский, 1998; Удинцев, Шенке, 2004; Шеменда, Грохольский, 1986; Barker, 1982; Barker, Hill, 1981; Barker, Lawver, 1988; Galindo-Zaldivar et al., 2000; Maldonado, 2000; Vanneste et al., 2002; и мн. др.]. Дальнейшее изложение будет базироваться на этих работах, но главным образом на обзорах Г.Б. Удинцева, Г.В. Шенке [2004] и Е.П. Дубинина с соавторами [1999].

В разных публикациях дано различное понимание этой структуры. Мы под названием «дуга Скоша» будем подразумевать совокупность морфоструктурных элементов, которые образуют петлю между Южно-Американским и Антарктическим континентами и включают глубоководную котловину моря Скоша, ограничивающие ее с севера и юга хребты Северный и Южный Скоша, соединяющий их на востоке вулканический хребет Южно-Сандвичевой островной дуги, а также разлом Шеклтона, являющийся некоторой условной западной границей структуры.

Дуга Скоша (рис. 3.2.19) тянется от южной оконечности континента Южной Америки, огибает на востоке глубоководную котловину моря Скоша и причленяется к северо-восточной окраине Западной Антарктиды. Дуга вытянута в субширотном направлении более чем на 2,5 тыс. км при ширине около 1000 км, т.е. представляет собой крупную структуру земной литосферы. С севера и юга плита обрамлена трансформными разломами, которым отвечают системы хребтов и трогов: на севере – Северный хребет Скоша и Фолклендский трог, на юге – Южный хребет Скоша, Южно-Шелендский желоб, желоба Лари и Дискавери. Центральная часть структуры имеет кору океанического типа, а обрамления – кору континентального, переходного и островодужного типов. Фронтальная часть представлена цепью поднятий Южно-Сандвичевых островов, перед которой располагается Южно-Сандвичевый желоб. По современным представлениям, эта фронтальная дуга соответствует наклоненной к западу зоне субдукции с надвиганием в сторону желоба и формированием в тылу компенсационных структур растяжения в виде поперечной к структуре небольшой спрединговой зоны.

Выделенным морфоструктурам соответствуют и определенные структурно-кинематические обстановки: фронтальным хребтам – обстановки сжатия и поддвига-надвига, хребтам и трогам северного и южного ограничения – крупные региональные сдвиги, с которыми связаны: в пределах трогов – обстановки трансенсии (сдвиг с растяжением), в пределах хребтов – обстановки транспрессии (сдвиг со сжатием); в центральной части котловины моря Скоша превалирует обстановка объемной трансенсии с формированием косых зон спрединга. Разлом Шеклтона является, по всей видимости,



**Рис. 3.2.19.** Тектоническая схема района дуги Скоша (по: [Galindo-Zaldivar et al., 2000]; рисунок взят из книги [Удинцев, Шенке, 2004])

1 – зоны активной субдукции; 2 – неактивная зона субдукции; 3 – разломы со сдвигово-надвиговой кинематикой (зоны транспрессии); 4 – прочие разломы; 5 – зоны активного спрединга; 6 – центры неактивного спрединга; 7 – активные зоны растяжения; 8 – активные зоны со сдвигово-раздвиговой кинематикой (зоны трансенсии); 9 – кора континентального типа; 10 – кора океанического типа; 11 – граница океан–континент. Буквенные обозначения: BS – пролив Брансфилд, PAR – хребет Феникс–Антарктик, SSB – Южно-Шетландский блок, SST – Южно-Шетландский желоб, STC – Южно-Чилийский желоб, WSR – хребет Западный Скоша

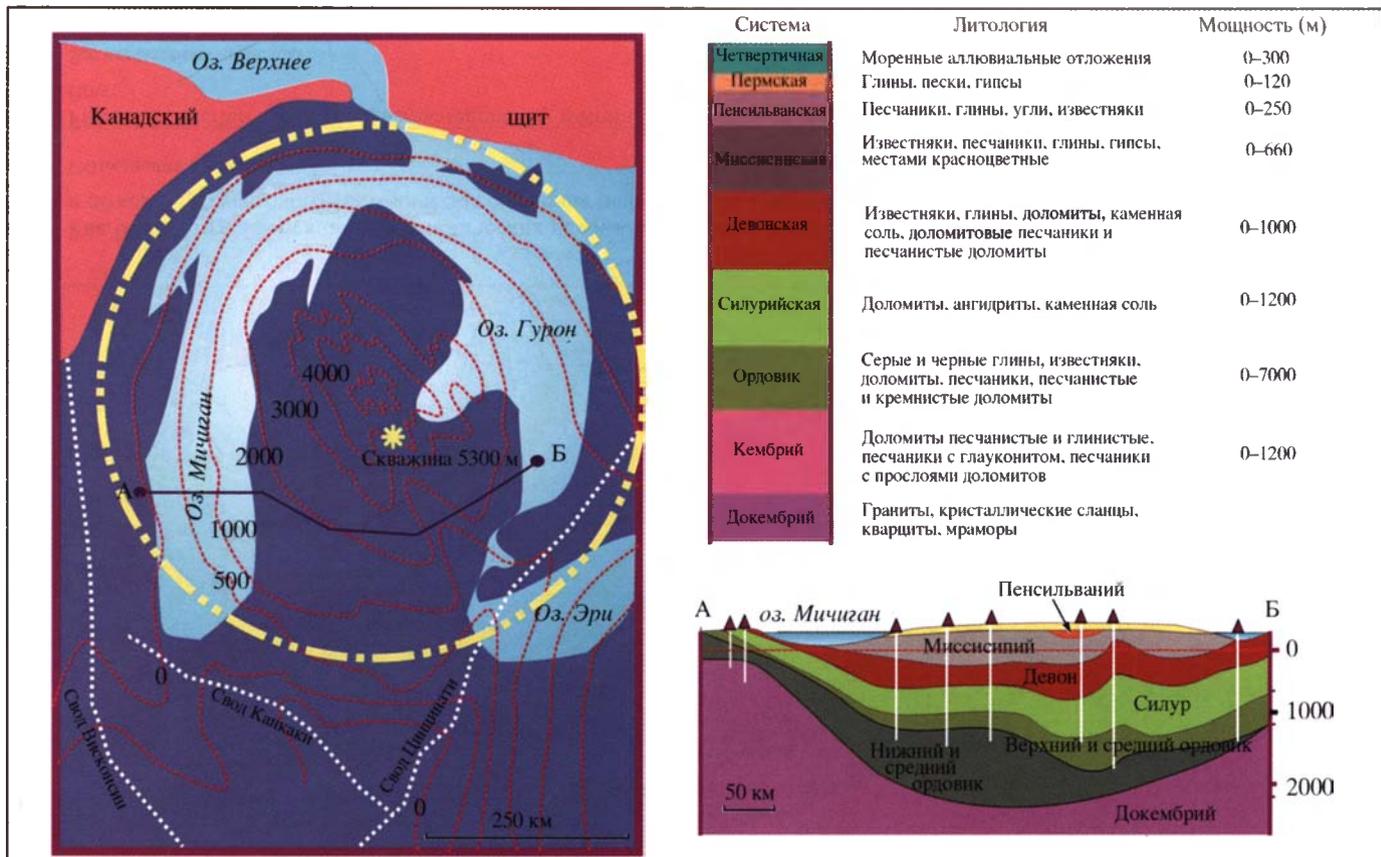
**Fig. 3.2.19.** Tectonic scheme of the Scotia arc region

(1) active subduction zone; (2) inactive subduction zone; (3) faults of shear-thrust kinematics (transpression zones); (4) other faults; (5) active spreading zones; (6) inactive spreading zones; (7) active extension zones; (8) active zones of shear-thrust kinematics (transpression zones); (9) crust of continental type; (10) crust of oceanic type; (11) ocean–continent boundary. Letter symbols: (BS) Bransfield Passae, (PAR) Phoenix–Antarctic Ridge, (SSB) South Shetland block (SST) South Shetland Trench, (STC) South Chili trench, (WSR) West Scotia Ridge

продолжением поддвига (зоны субдукции) тихоокеанской литосферы под Южно-Американский континент, но приобретает значительную сдвиговую составляющую, отражая наличие зоны косой субдукции.

Океаническая по своим геофизическим параметрам плита Скоша рассматривается как фрагмент древней плиты Тихого океана, вдвинутый между Южной Америкой и Антарктидой, либо как новообразование в результате спрединга между Южно-Американской и Антарктической литосферными плитами. Однако, по-видимому, процесс этот несколько сложнее.

Так, по данным Г.Б. Удинцева и Г.В. Шенке [2004], в процессе формирования морфоструктуры собственно дуги Скоша играли роль три фактора: а) раздробление цоколя в результате процесса рифтогенеза, проградирующего из района моря Скоша; б) растяжение вдоль Северного и Южного хребтов Скоша, вызванное вращением континентального блока Западной Антарктиды; в) региональное растяжение между Южной Америкой и

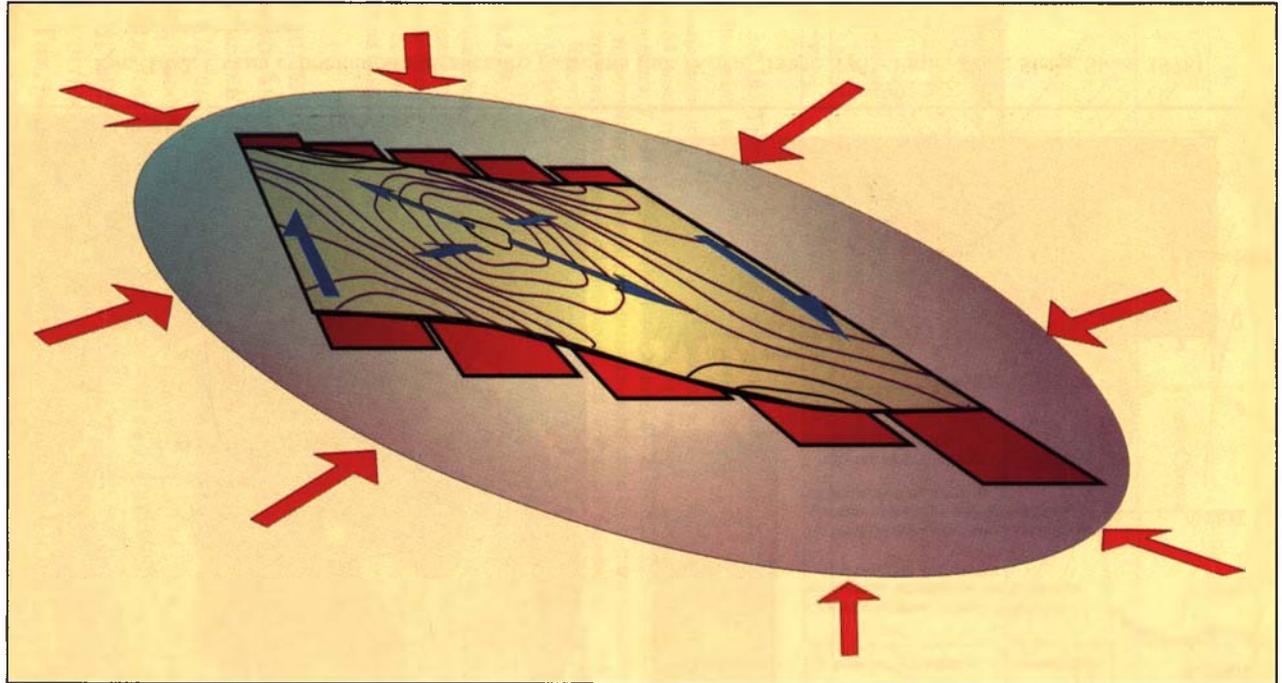


**Рис. 3.1.2.** Схема строения Мичиганского бассейна (по: [Кохи, Лэндс, 1961; Pirtle, 1932; Sleep, Sloss, 1978])

Объяснения в тексте

**Fig. 3.1.2.** Structural scheme of the Michigan basin

See explanations in the text

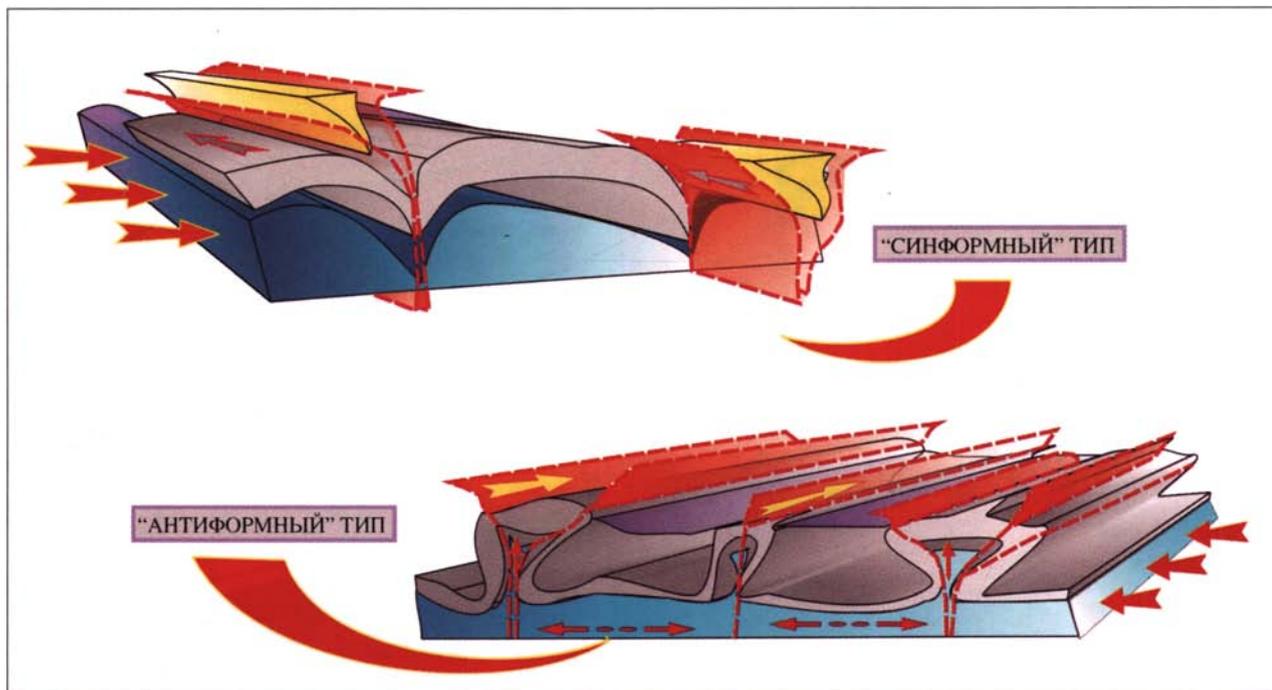


**Рис. 3.1.7.** Интерференция геодинамических режимов изотропной деформации поверхности консолидированной коры и объемного сдвигового тектонического течения (использованы данные [Бондаренко, 1984, 1991])

Объяснения в тексте

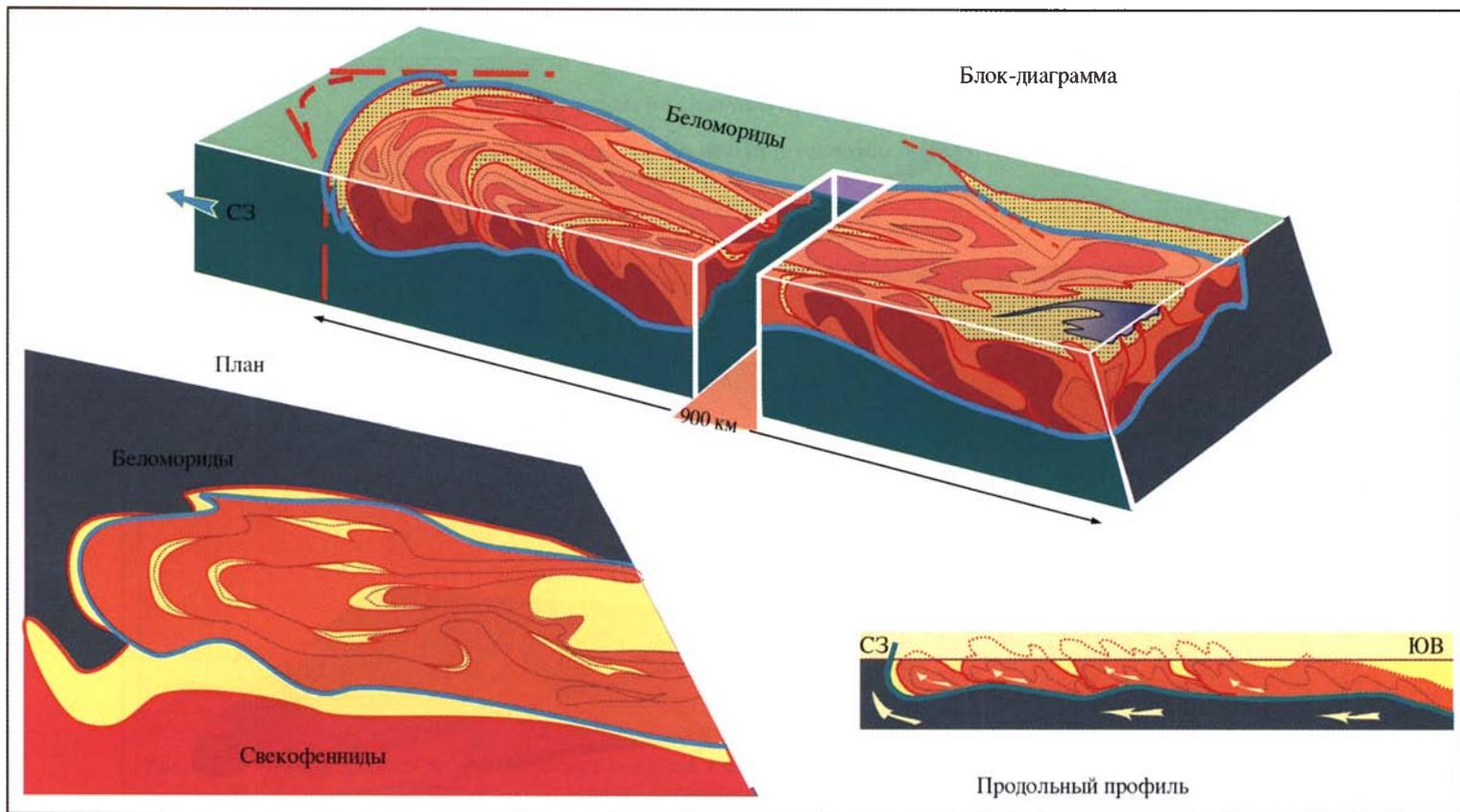
**Fig. 3.1.7.** Interference of geodynamic regimes by isotropic deformation of consolidated crust surface and 3D ductile-shear tectonic flow

See explanations in the text



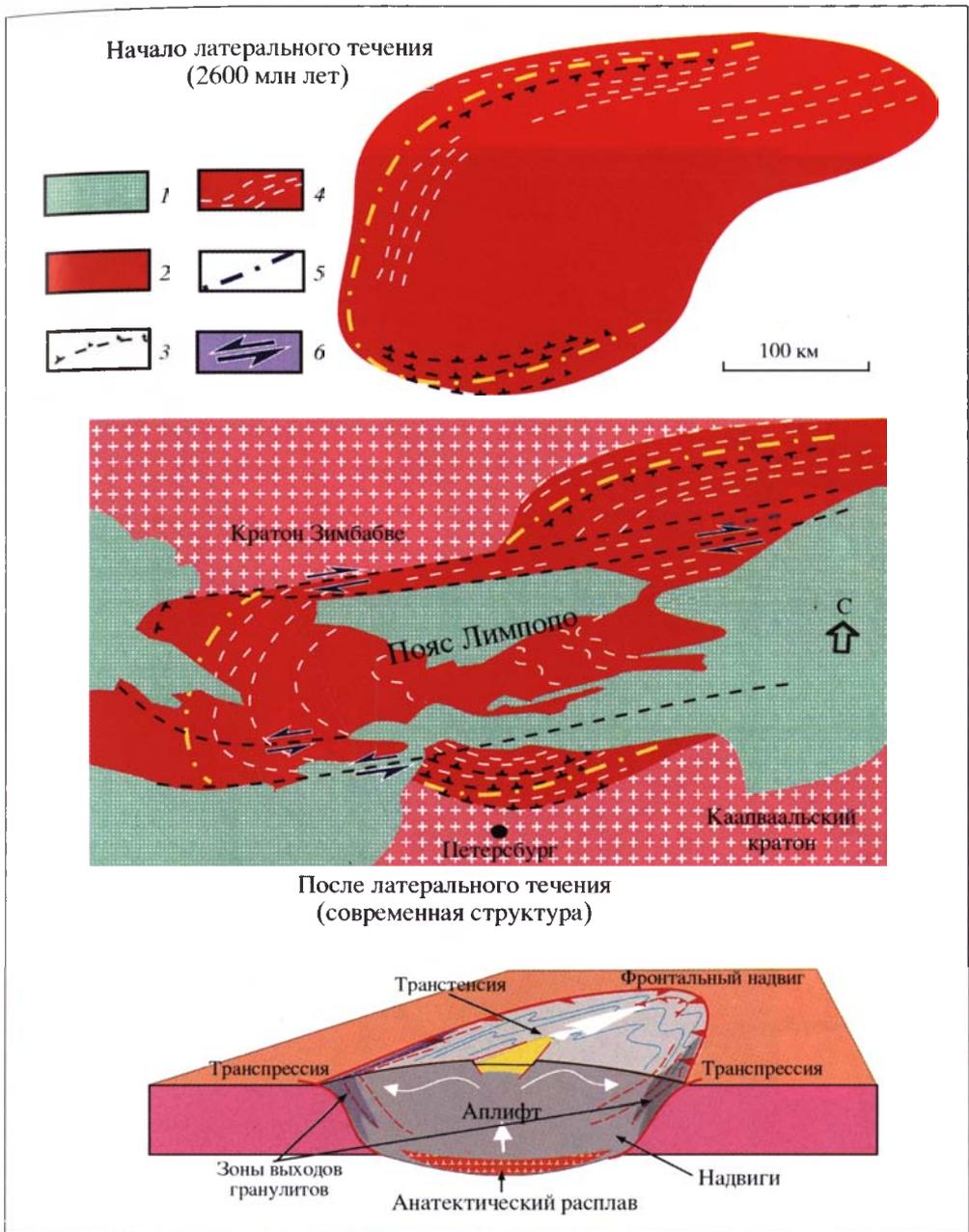
**Рис. 3.1.8.** Структуры цветка (пальмового дерева)

**Fig. 3.1.8.** Flower (or plam-tree) structures



**Рис. 3.2.6.** Принципиальная схема внутреннего строения Карельского плито-потока (горизонтальной протрузии)  
Объяснения в тексте

**Fig. 3.2.6.** Principal scheme of internal structure of the Karel'ian plate-flow (horizontal protrusion);  
See explanations in the text

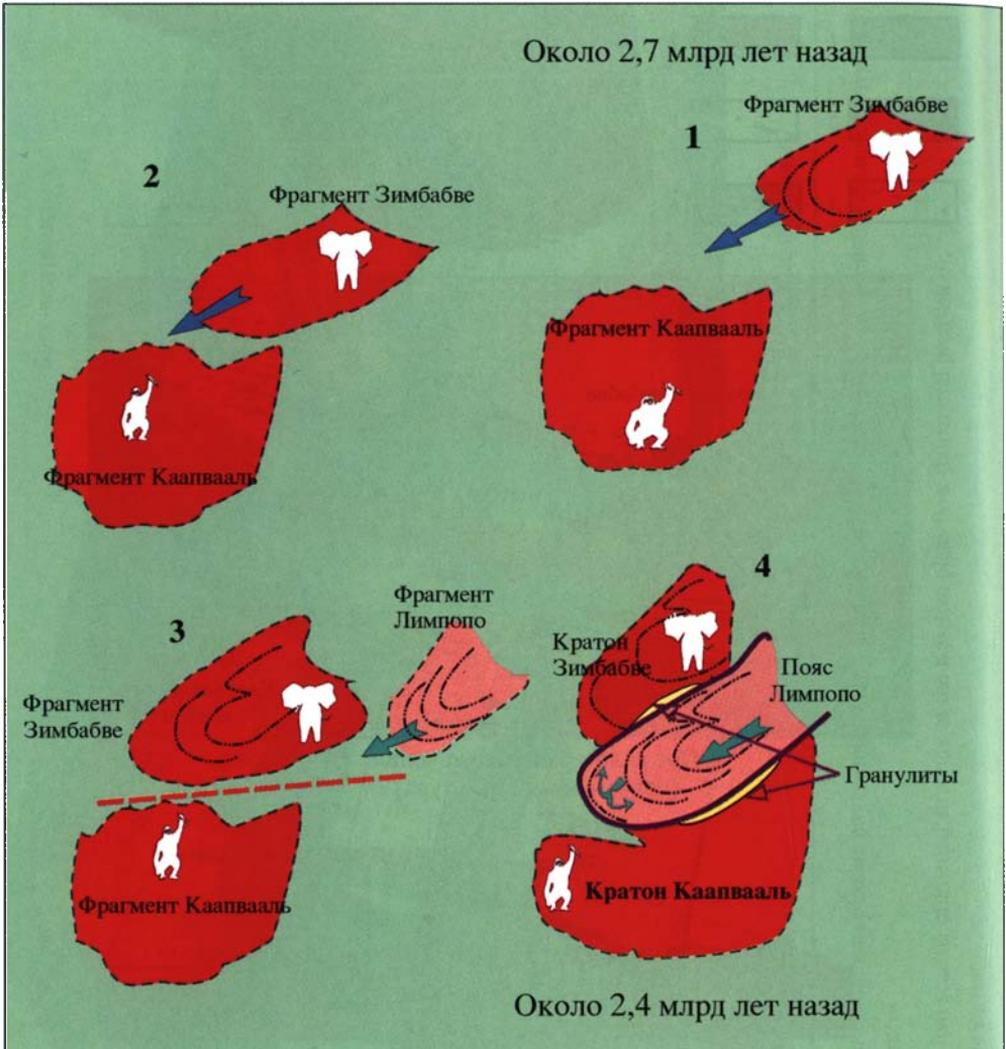


**Рис. 3.2.9.** Пояс Лимпопо: элементы строения и модель становления в структуре Южной Африки (по: [Van Reenen et al., 1987])

1 – супракрустальные комплексы; 2 – пояс Лимпопо; 3 – надвиги; 4 – структурные линии; 5 – изограда ортопироксена; 6 – направление сдвигов

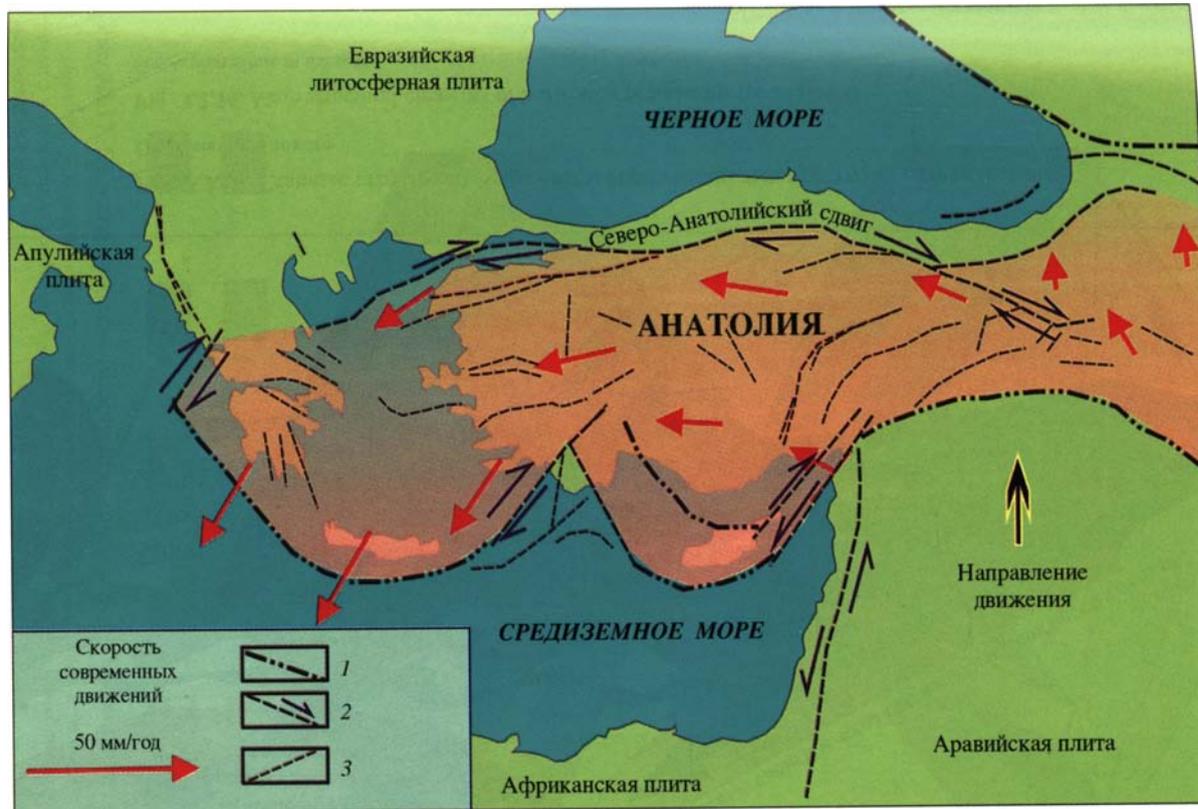
**Fig. 3.2.9.** Position of the Limpopo belt in the structure of South Africa

(1) supracrustal complexes; (2) Limpopo rock masse; (3) thrust faults; (4) structural lines; (5) orthopyroxene isograde; (6) shearing direction



**Рис. 3.2.10.** Основные этапы становления пояса Лимпопо (по: [Mc Court, Wilson, 1992])  
Объяснения в тексте

**Fig. 3.2.10.** Main stages of Limpopo belts formation

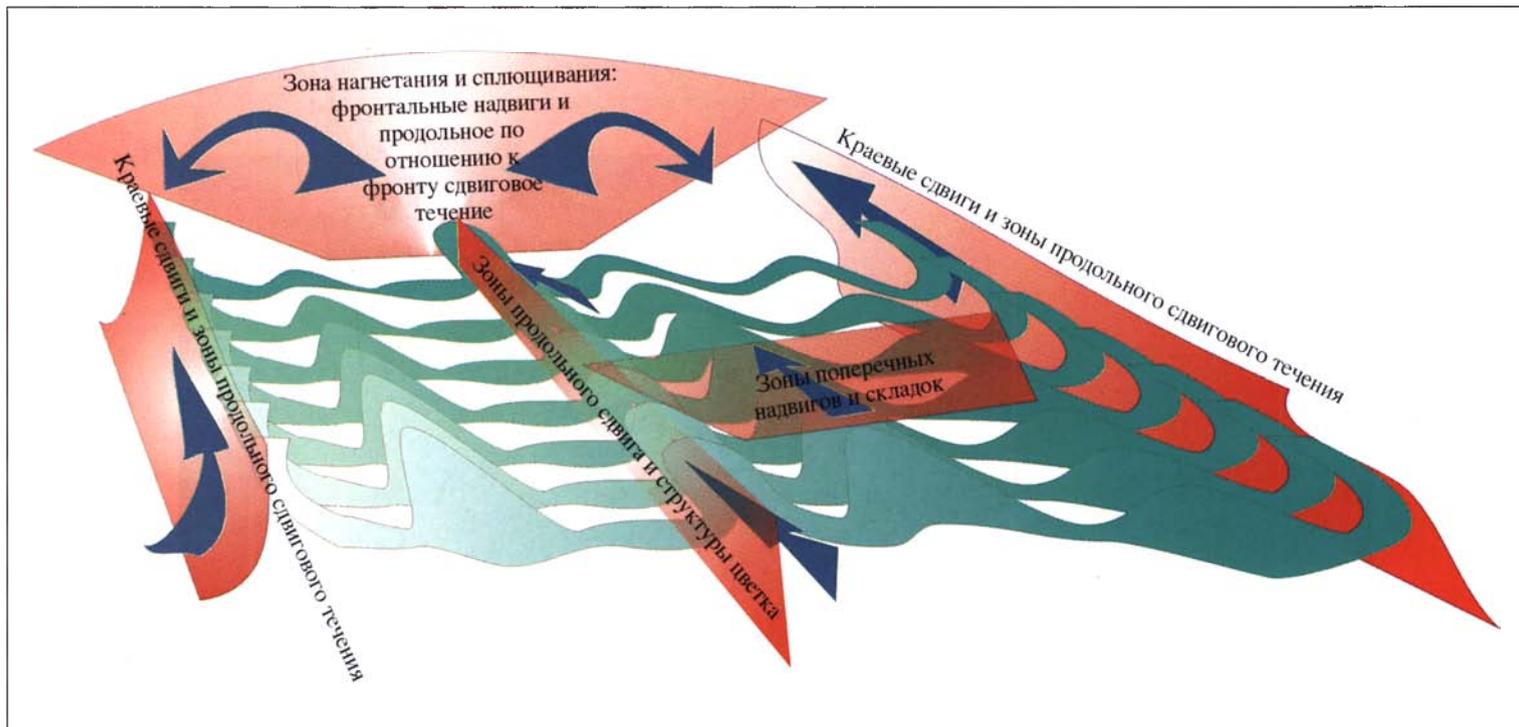


**Рис. 3.2.13.** Анатолийско-Эгейская горизонтальная протрузия (по: [Martinod et al., 2000])

1 – надвиги; 2 – сдвиги; 3 – прочие разрывы

**Fig. 3.2.13.** Anatolian-Aegean horizontal protrusion

(1) thrust, (2) slip and (3) other faults

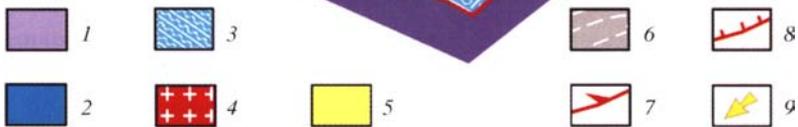
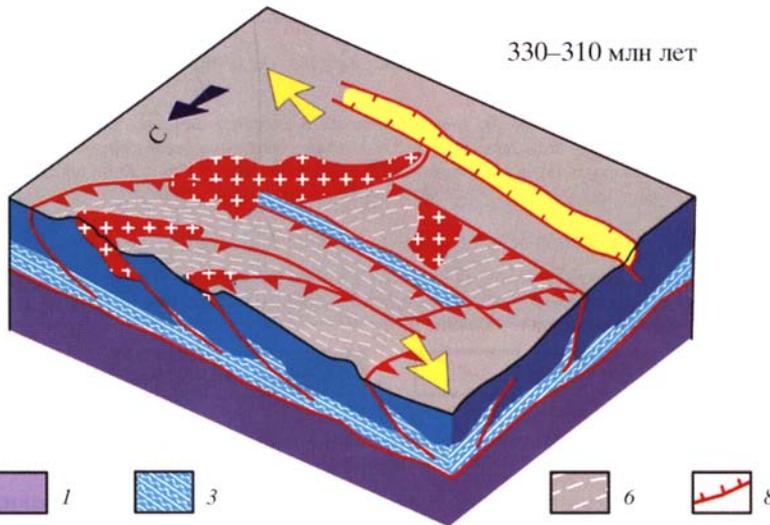
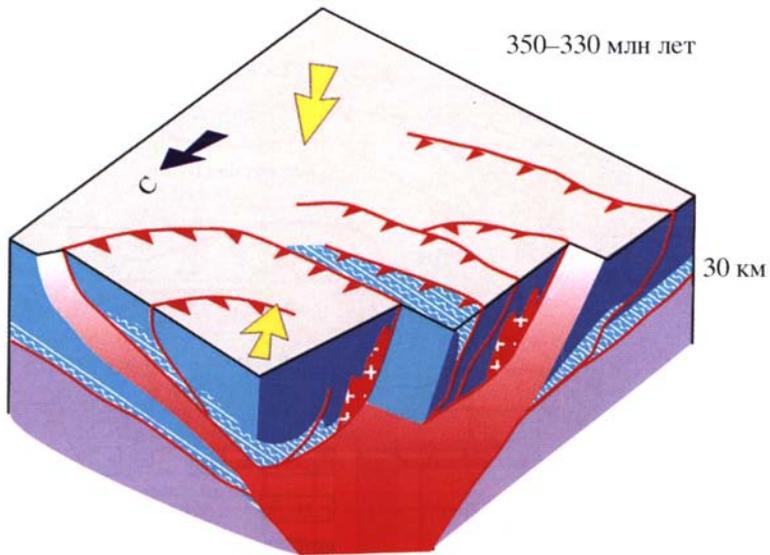


**Рис. 3.2.16.** Главные структурные элементы горизонтальных протрузий (плито-потоков)

Объяснения в тексте

**Fig. 3.2.16.** Main structural elements of horizontal protrusions (plate flows)

See explanations in the text

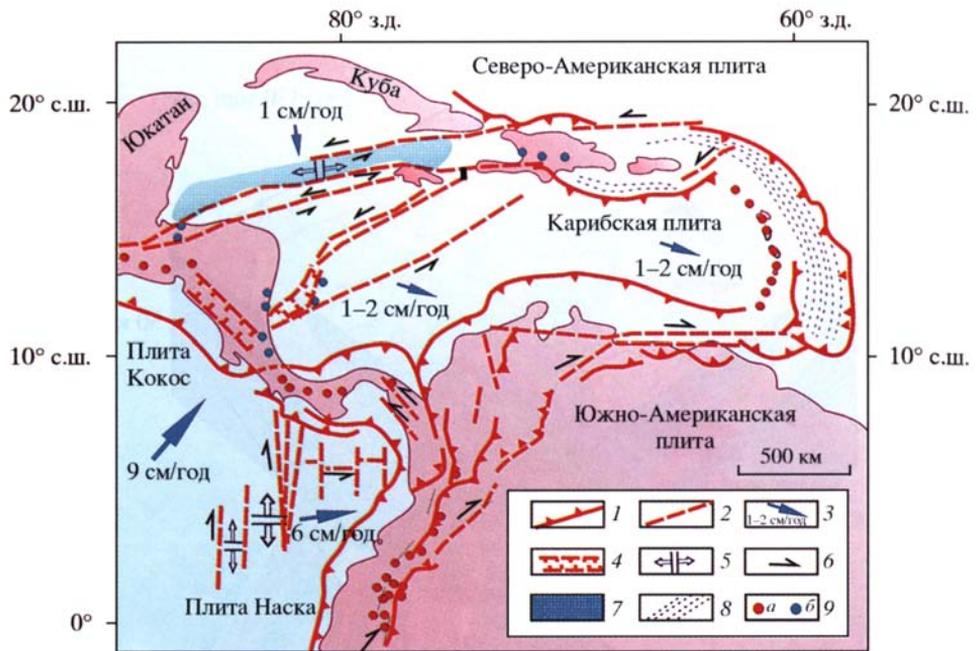


**Рис. 3.2.17.** Структура массива Шварцвальд, (по: [Echtler, Chauvet, 1991/1992])

1 – мантия; 2 – коровый слой; 3 – зоны вязкопластического течения и разрывов-разделителей; 4 – граниты; 5 – отложения грабенов; 6 – структурные линии; 7 – надвиги; 8 – сбросы; 9 – главные направления перемещения масс

**Fig. 3.2.17.** Structure of the Schwarzwald massif

(1) mantle; (2) subvertical and subhorizontal ductile-shear zones, detachment faults; (3) crustal layer; (4) granites; (5) graben deposits; (6) thrust faults; (7) main movement directions of rock masses; (8) normal faults; (9) displacements along

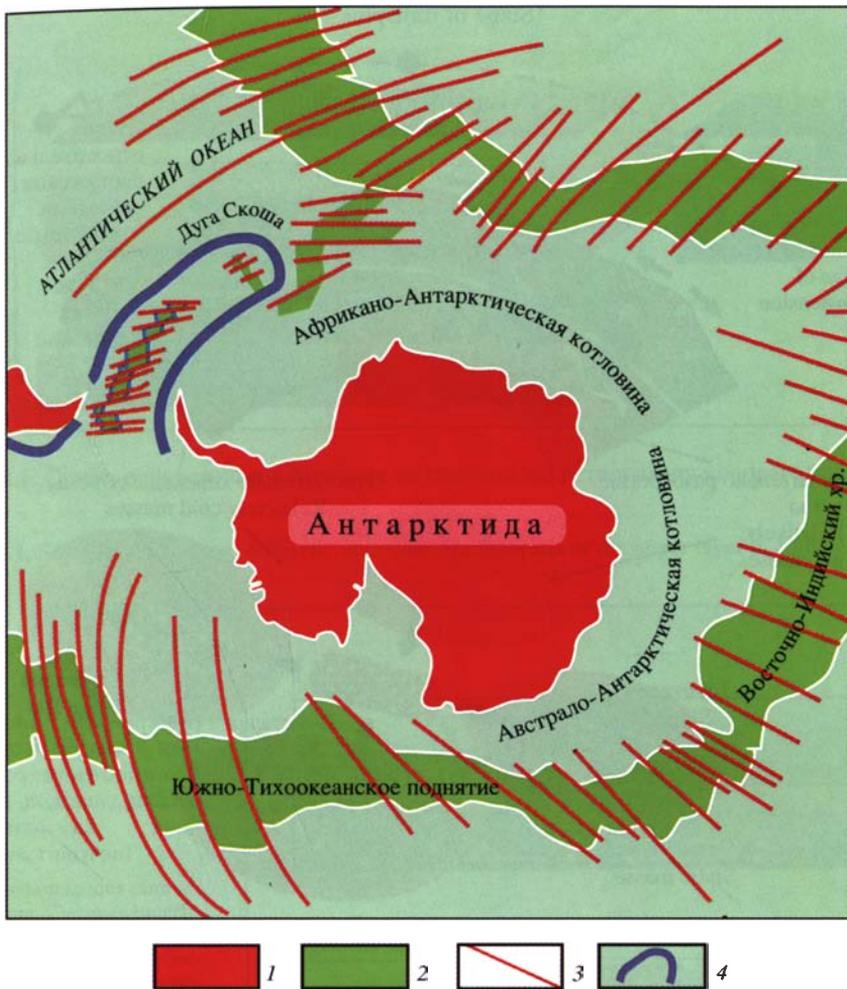


**Рис. 3.2.20.** Структурно-геодинамическая схема Карибского региона (по: [Taboada et al., 2000; Meschede, Frisch, 1998])

1 – надвиги и зоны субдукции; 2 – сдвиги; 3 – направление и скорость перемещения горных масс; 4 – области растяжения (грабены); 5 – зоны спрединга; 6 – направление сдвиговых перемещений; 7 – Кайманов желоб; 8 – оси складчатых структур в тыловой зоне Карибской дуги; 9 – вулканы: известково-щелочные (а), щелочные (б)

**Fig. 3.2.20.** Structural-geodynamic scheme of the Caribbean region

(1) major thrust faults; (2) major slip faults; (3) velocity of plate movement; (4) extension structures (grabens); (5) spreading zones; (6) slip vector; (7) Cayman trench; (8) strike of folds in frontal zone of the Caribbean arc; (9) volcanoes with (a) calc-alkaline and (b) alkaline lavas

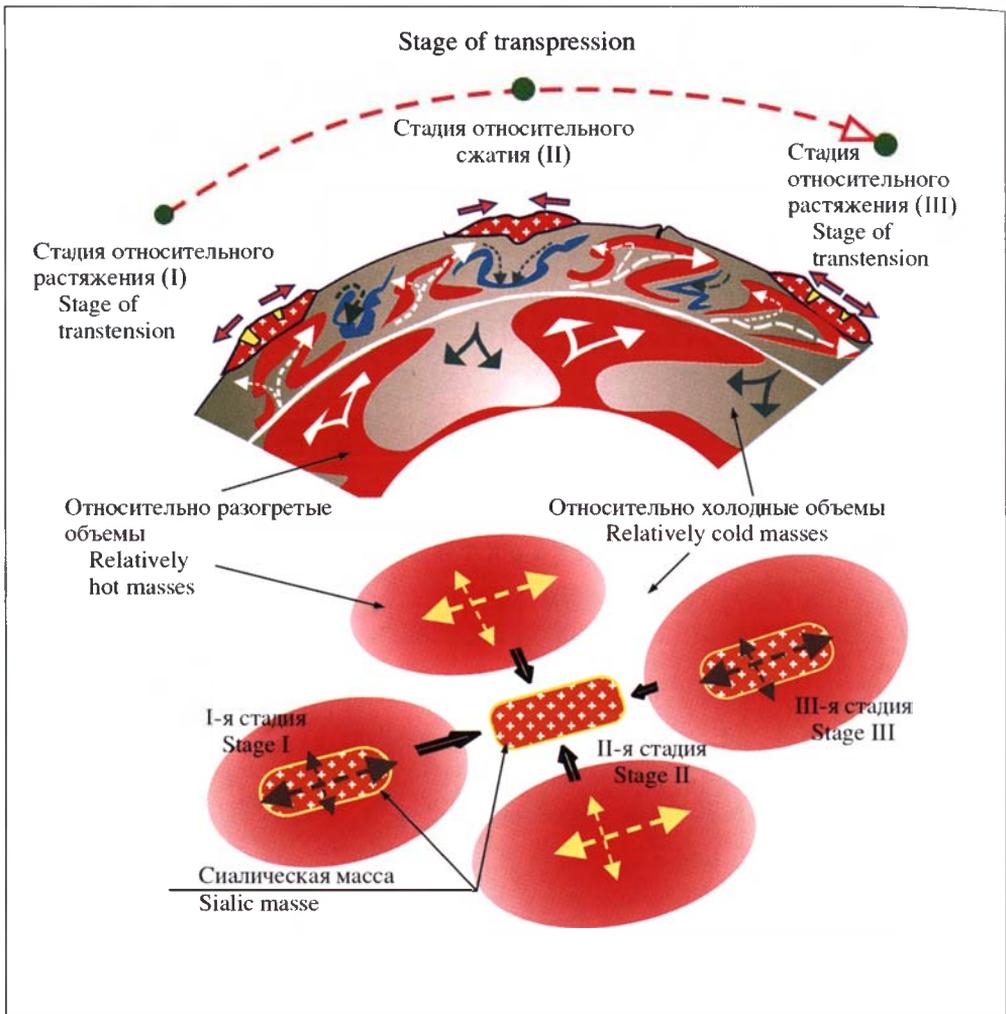


**Рис. 3.2.23.** Схема, отражающая нелинейный характер горизонтальных потоков плит, развивающихся в пределах океанической литосферы

1 – континентальные блоки; 2 – срединные океанические хребты и поднятия; 3 – заломы; 4 – нестационарный поток дуги Скоша

**Fig. 3.2.23.** Scheme illustrating nonlinear character of horizontal plate-flows originating in oceanic lithosphere

(1) continental blocks; (2) MOR; (3) faults; (4) non-stationary flow of the Scotia arc



**Рис. 3.3.4.** Схема, разъясняющая один из возможных гипотетических механизмов чередования эпох транспрессии и транстенсии при латеральной миграции сиалических масс

Объяснения в тексте

**Fig. 3.3.4.** Explanatory scheme for a hypothetical mechanism of alternating transpression and transtension epochs during lateral migration of sialic masses

See explanations in the text



Рис. 3.4.1. Схема, отражающая различные механизмы аккрецирования корового слоя континентов

Fig. 3.4.1. Scheme illustrating different accretion mechanisms of the upper layer in continental crust

Рис. 3.4.5. Формирование новых объемов квазиконсолидированной коры в подошве палеовулканических гряд (атоллов, гайотов)

1 – породы палеоокеанической коры; 2 – вулканогенно-осадочные отложения палеоокеанического бассейна; 3 – базальтовое основание внутриокеанических гряд; 4 – рифовые известняки; 5 – метаморфические сланцы, сформированные за счет структурно-вещественной переработки базальтов в основании рифовых построек и сопряженных с ними осадочных отложений; 6 – граница коры 1-й генерации (океанический фундамент); 7 – граница квазиконсолидированной коры 2-й генерации

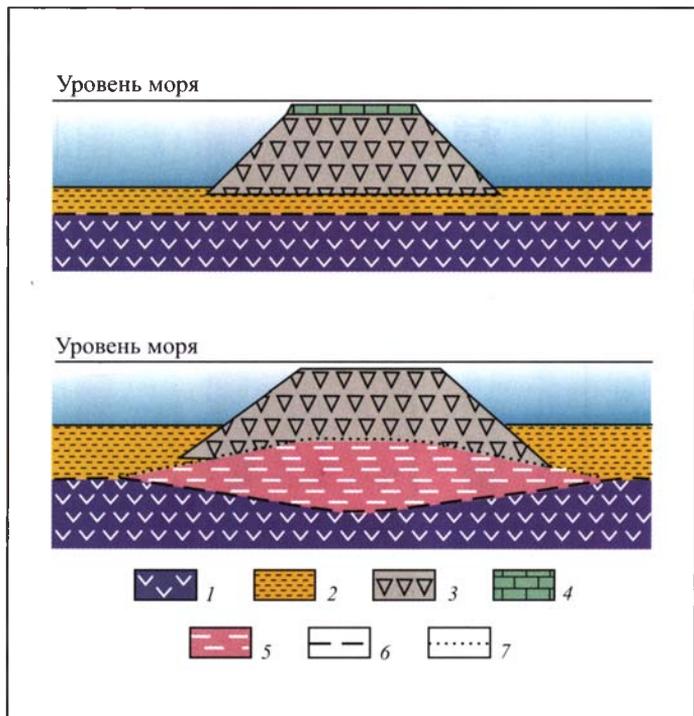
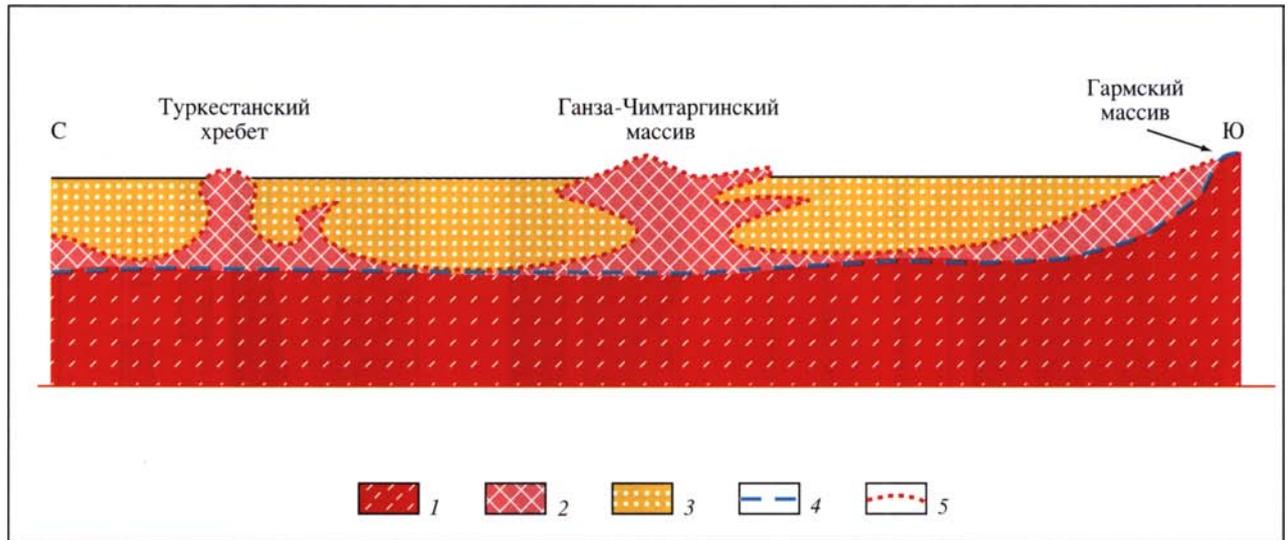


Fig. 3.4.5. Formation of new volumes of quasi-consolidated crust at the base of paleovolcanic rises (atolls, guyots)

(1) rocks of paleo-oceanic crust; (2) volcanogenic-sedimentary deposits of paleo-oceanic basin; (3) basaltic basement of volcanic rises; (4) reefal limestones; (5) metamorphic schists, the products of structural-material reworking of basalts and associated sedimentary deposits at the base of reefal buildups; (6) crust of the 1st generation and its boundary (oceanic basement); (7) quasi-consolidated crust of the 2nd generation and its boundary

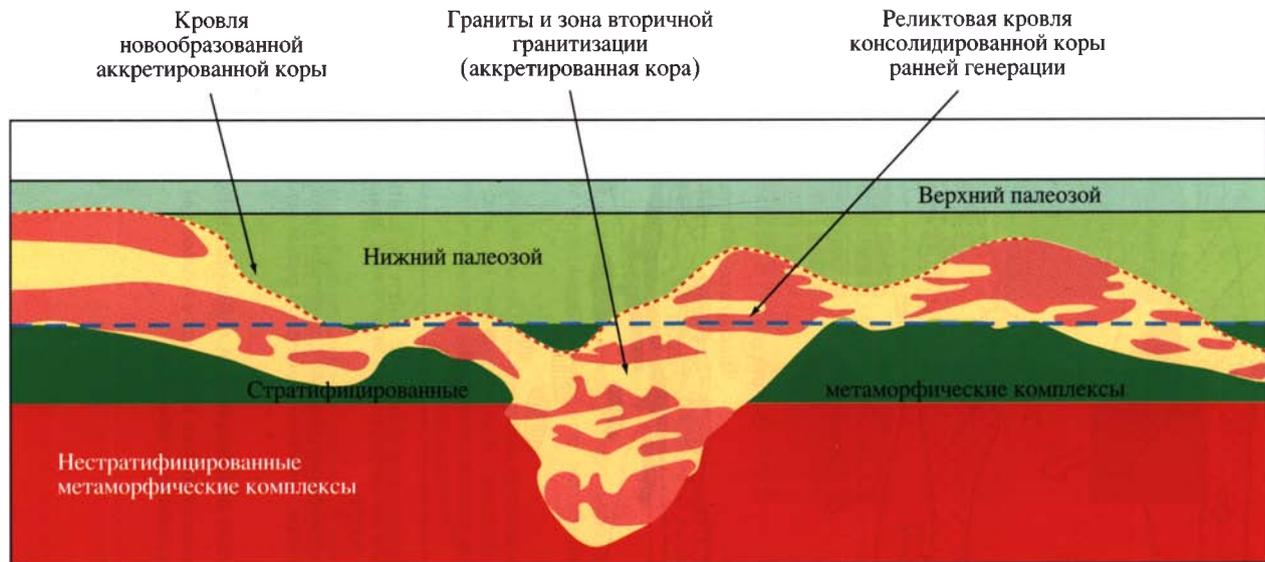


**Рис. 3.4.6.** Соотношение границ консолидированного слоя разных генераций

1 – «гранитно-метаморфический» фундамент (консолидированная кора 2-й генерации); 2 – «метаморфический» фундамент (квазиконсолидированная кора 1-й генерации); 3 – «складчатый фундамент» (комплексы палеозоя); 4 – поверхность «гранитно-метаморфического» фундамента; 5 – поверхность «метаморфического» фундамента

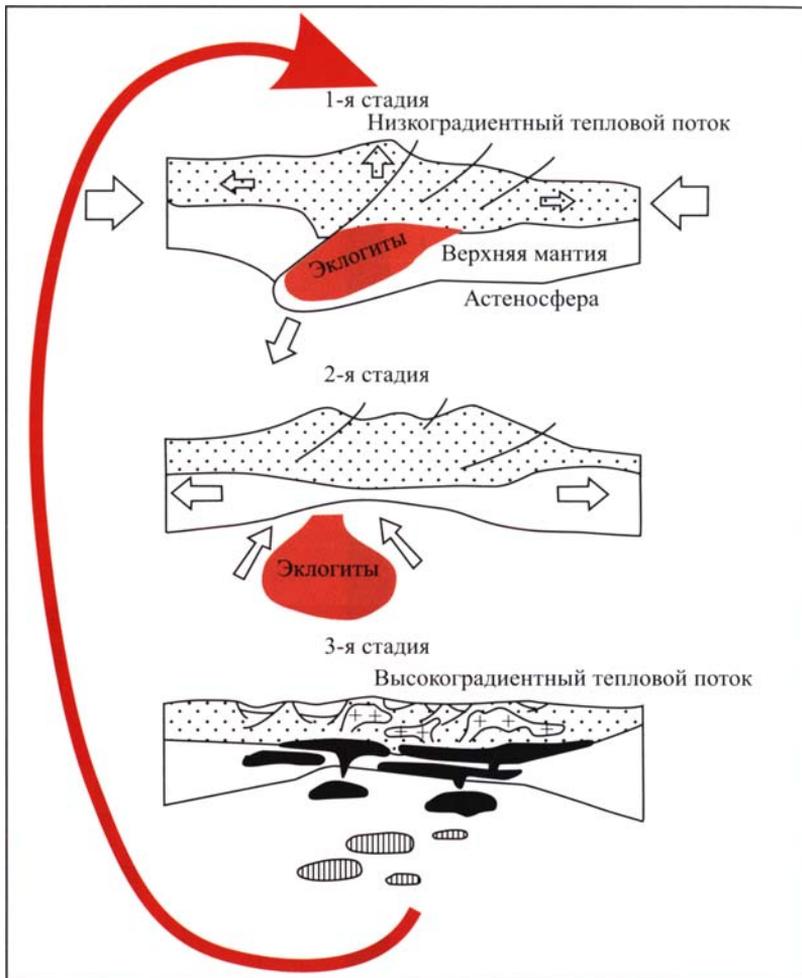
**Fig. 3.4.6.** Consolidated crustal layers of different generations and their boundary relations

(1) «granite-metamorphic» basement (consolidated crust of the 2nd generation); (2) «metamorphic» basement (quasi-consolidated crust of the 1st generation); (3) «folded basement» (Paleozoic complexes); (4) surface of «granite-metamorphic» basement; (5) surface of «metamorphic» basement



**Рис. 3.4.8.** Схематический разрез, отражающий процесс вертикального аккрецирования корового слоя в Осевой зоне Пиренеев (использованы данные: [Руттен, 1972; Guitard, 1959])

**Fig. 3.4.8.** Schematic section illustrating process of vertical accretion of crustal layer in axial zone of the Pyrenees

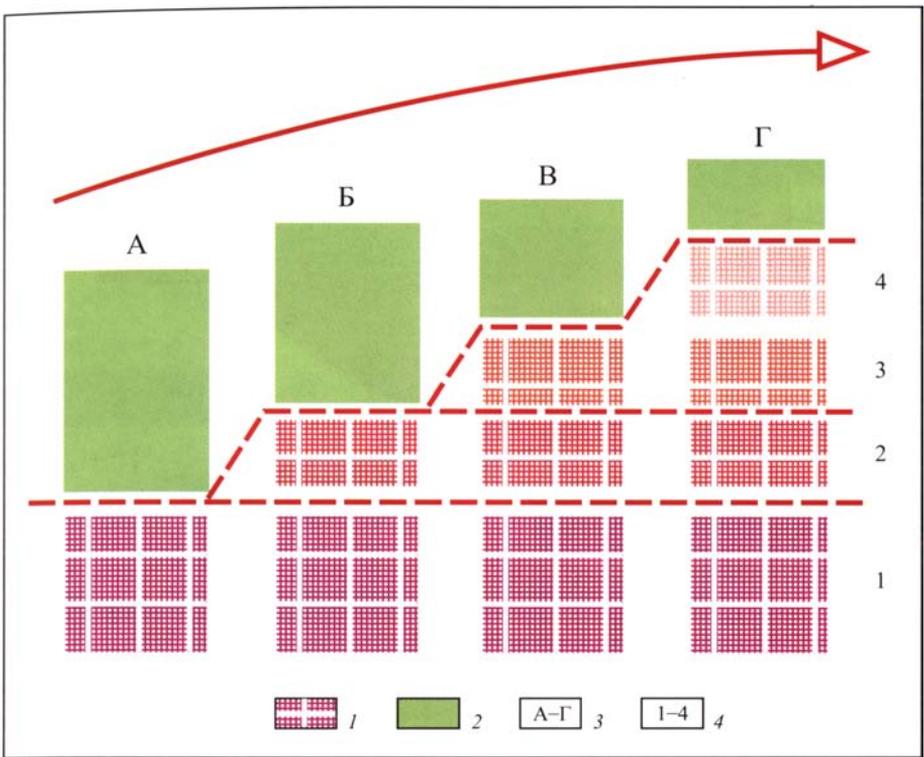


**Рис. 3.4.10.** Схема эволюции литосферы коллизионных поясов (использована схема Г.Е. Некрасова [Вертикальная..., 2002])

Схема отражает многократно повторяющийся цикл эволюции литосферы складчатых поясов, связанной с взаимодействием системы «кора – мантия», конечным результатом которой является возникновение литосферы кратонного типа

**Fig. 3.4.10.** Schematic evolution of lithosphere in collisional belts [data by G.E. Nekrasov included]

The scheme depicts recurrent cycles of foldbelt lithosphere evolution and crust–mantle interaction system, which lead to ultimate emergence of the craton-type lithosphere

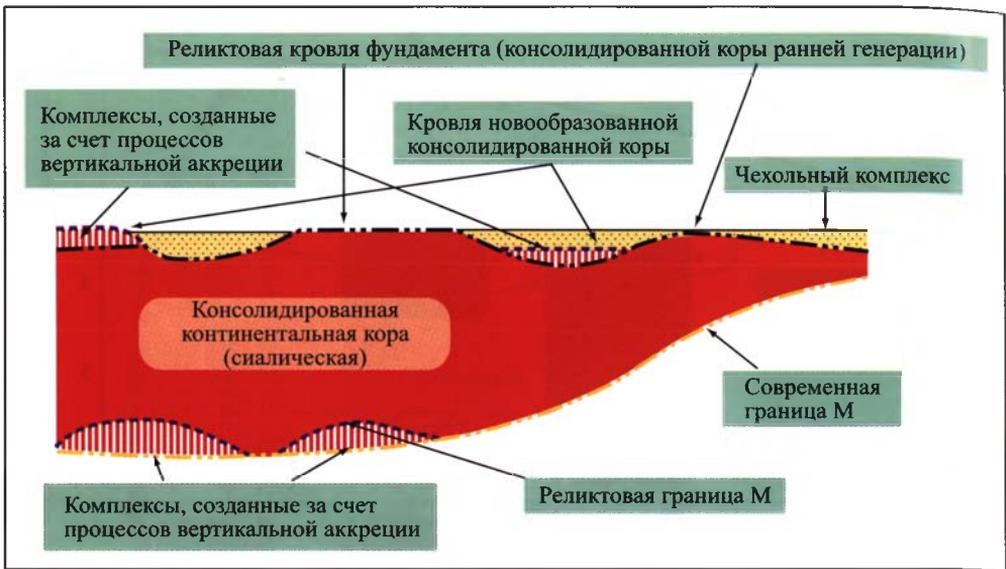


**Рис. 3.4.15.** Схема, отражающая вертикальное аккремирование консолидированного корового слоя и «перескок» границы фундамент – чехол на все более высокие уровни разреза земной коры

1 – фундамент (разными оттенками показаны разные генерации фундамента); 2 – чехол; 3 – последовательные стадии развития корового слоя; 4 – последовательное смещение раздела фундамент – чехол; пунктир – первичная и промежуточные границы консолидированного и неконсолидированного слоев земной коры

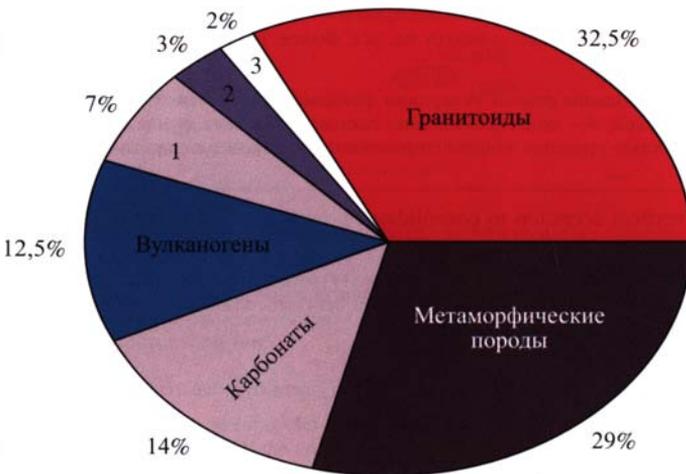
**Fig. 3.4.15.** Scheme illustrating vertical accretion to consolidated crustal layer and step-wise upward migration of the basement/crust interface

(1) basement; (2) cover; (3) successive stages of the crustal layer evolution; (4) successive displacement of the basement/crust interface. Dashed lines mark initial and subsequent boundaries between consolidated and non-consolidated layers of the Earth's crust



**Рис. 3.4.16.** Условная схема соотношения границ консолидированной коры с границами фундамента и аккретивными комплексами [Леонов М., Леонов Ю., 2002]

**Fig. 3.4.16.** Hypothetical scheme of consolidated crust relations with boundaries of the basement and accreted complexes



**Рис. 3.5.1.** Распространенность месторождений углеводородов в породах фундамента [Арешев и др., 1997]

Цифры на диаграмме: 1 – кора выветривания интрузивных пород; 2 – основные и ультраосновные породы; 3 – прочие

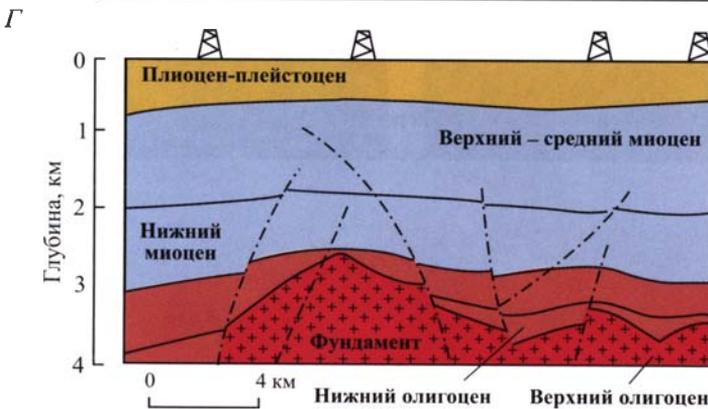
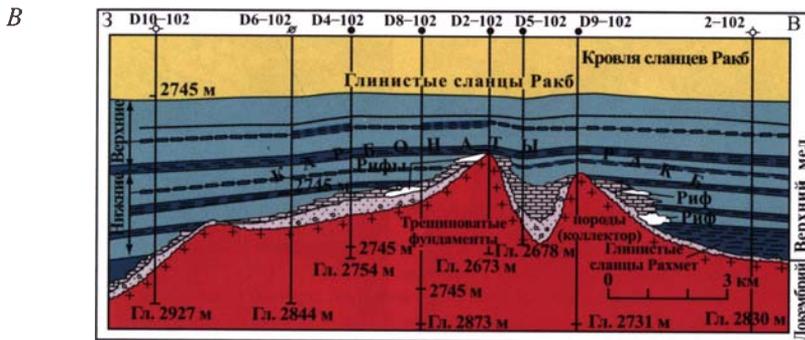
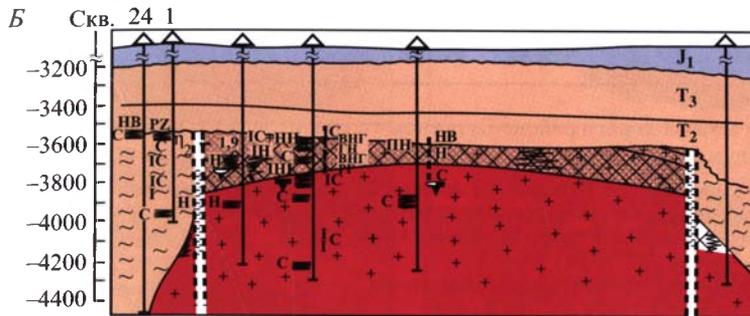
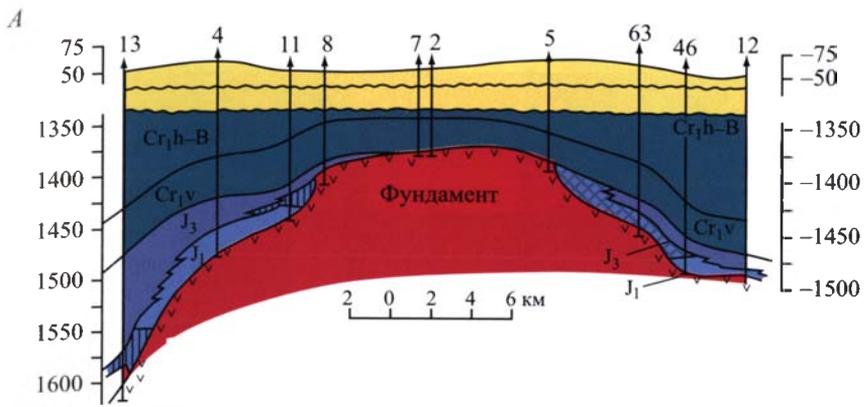
**Fig.3.5.1.** Oil deposits within the rocks of basement

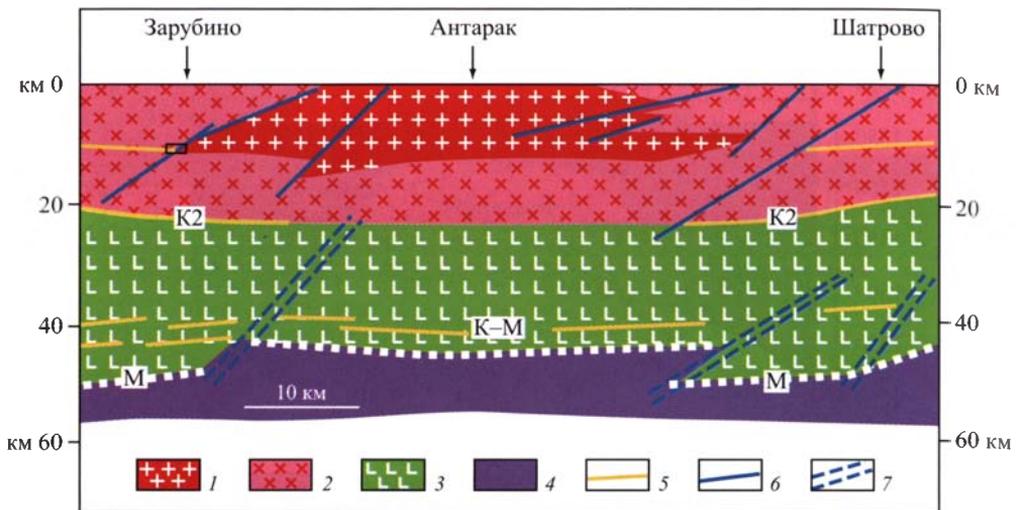
**Рис. 3.5.2.** Региональные примеры залежей углеводородов (рисунки заимствованы из [Арешев и др., 1997])

А – Шаимский свод (Западная Сибирь); Б – площадь Оймаша (Южный Мангышлак); В – месторождение Нафора-Ауджила (Ливия); Г – месторождение Дракон (Вьетнам)

**Fig. 3.5.2.** Some examples of oil deposits within the rocks of basement

А – Shaim arch (Western Siberia), Б – Oimasha deposit (Mangyshlak), В – Nafoora-Augila deposit (Libia), Г – continental shelf of Southern Vietnam





**Рис. 3.5.3.** Разрез земной коры в районе Буткинского гранитоидного массива (по: [Дружинин, 2000], с упрощением и некоторыми изменениями в условных обозначениях)

1 – гранитоиды и гранито-гнейсы Буткинского массива; 2 – верхняя кора; 3 – нижняя кора; 4 – мантия; 5 – внутрикоровые границы; 6 – верхнекоровые разломы; 7 – нижнекоровые разломы; K2 – раздел Конрада; K-M – корово-мантийная смесь; M – раздел Мохо

**Fig. 3.5.3.** Cross section across the Butkin granite massit



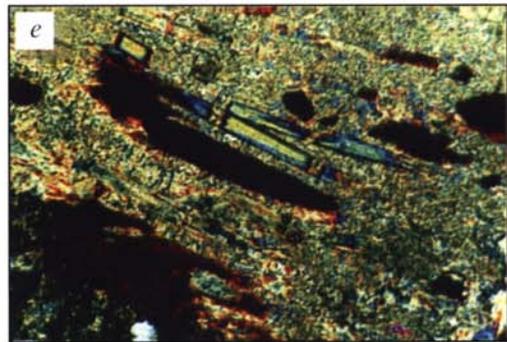
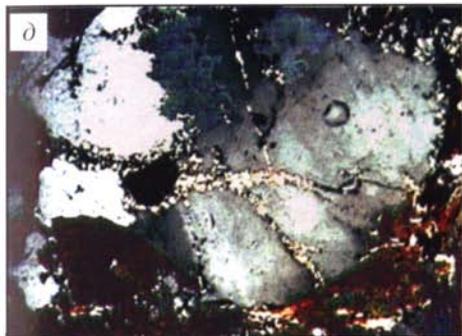
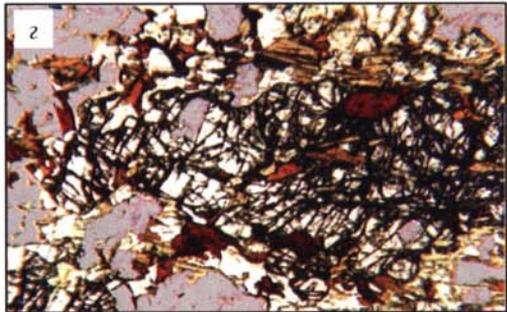
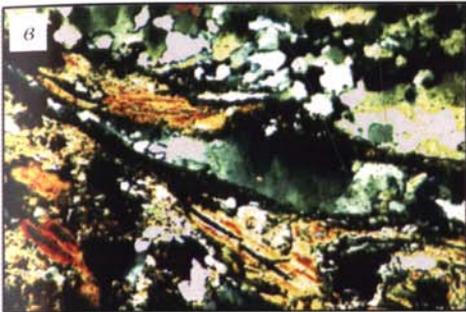
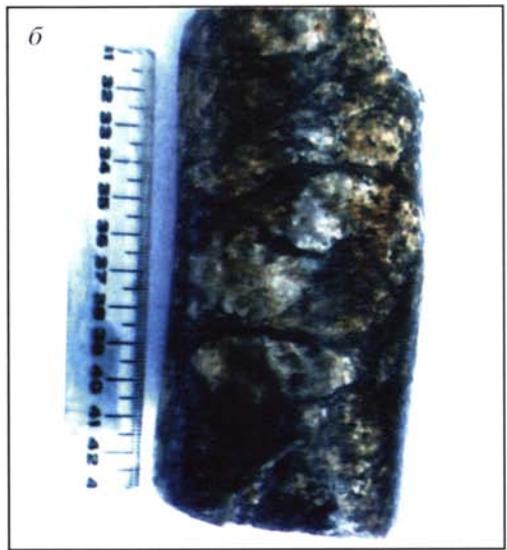
**Рис. 3.5.4.** Катаклазированные и раздробленные породы фундамента

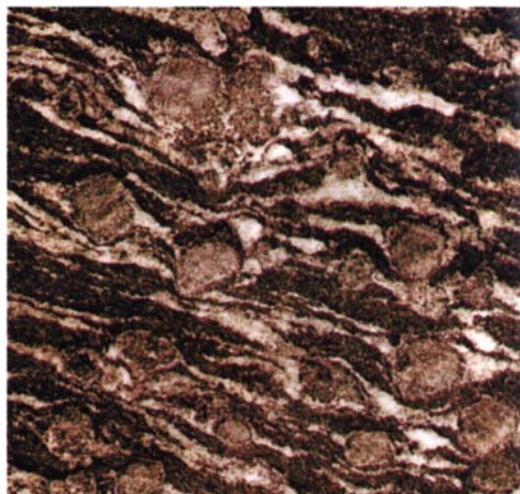
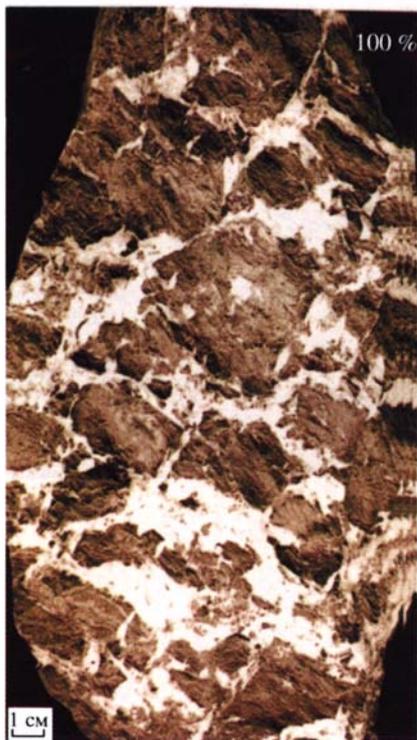
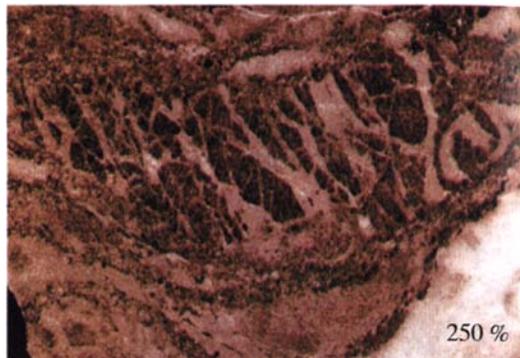
Месторождение Белый Тигр [Арешев и др., 1997]: *a* – трещиноватый и кавернозный гранит; *b* – катаклазит гранитоида с трещинами, заполненными нефтью.

Татарский свод [Ситдикова, Изотов, 2003]: *в* – хлоритизация и серицитизация по бластомилониту, сформировавшемуся по гранат-биотит-кордиеритовому гнейсу; *г* – хрупкая деформация с двумя системами трещин скольжения в гранат-биотитовом гнейсе; *д* – заполнение эпидотом трещин декомпрессии в деформированном кварце и сосюритизация плаггиоклаза; *е* – гидротермально переработанная порода, возникшие в процессе деформации пустоты полностью заполнены гидрослюдисто-серицитовой массой с выделениями пиробитумоидов

**Fig. 3.5.4.** Broken down basement rocks of the oil deposits

*a-b* – continental chelf of Southern Vietnam, *в-е* – Tatar arch



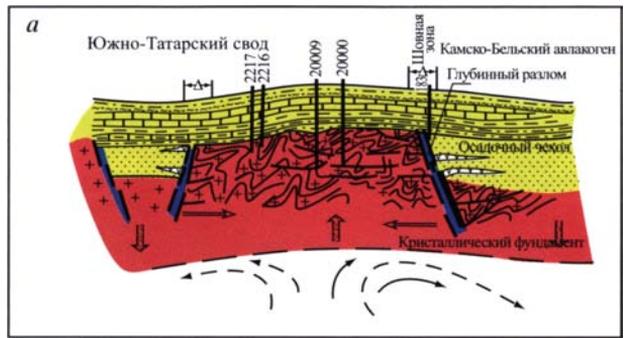


**Рис. 3.5.5.** Примеры возникновения пустот при деформации различных горных пород

Показаны величины деформации (материалы А.В. Лукьянова)

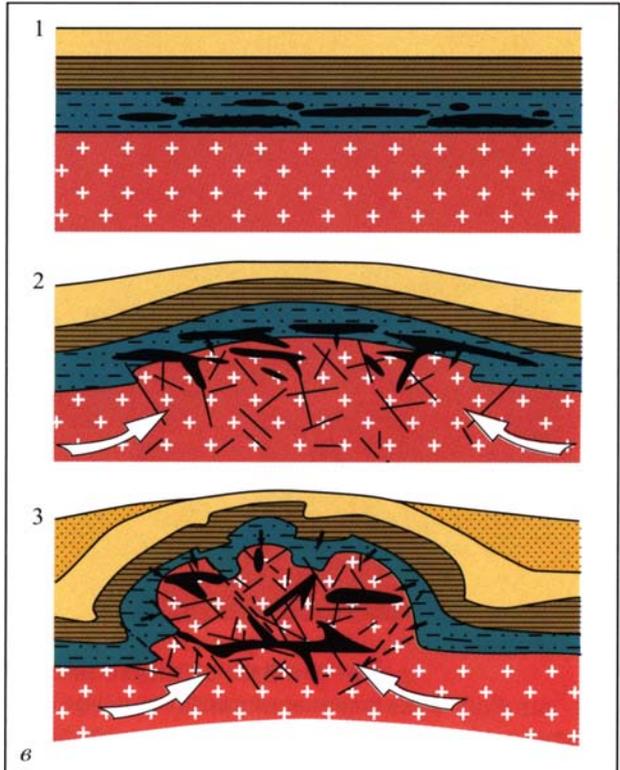
**Fig. 3.5.5.** Some examples of the secondary interstice forming under the deformation of rocks

Per cents – values of deformation



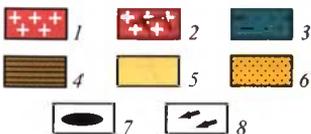
**Рис. 3.5.6.** Модели формирования залежей углеводородов в породах кристаллического фундамента

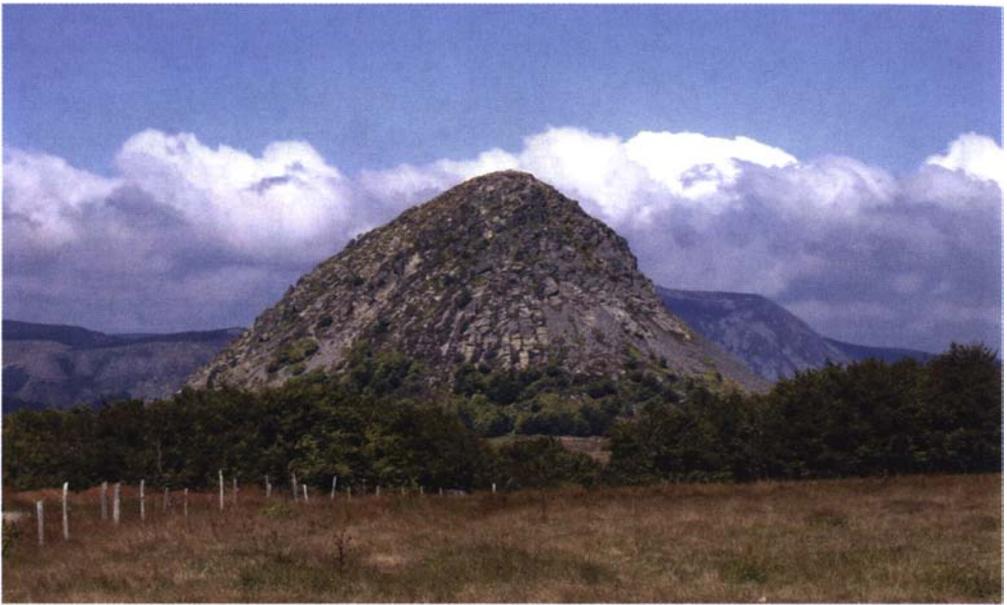
*a* – геодинамическая модель Татарского свода [Ситдикова, Изотов, 2003]; *б* – модель строения месторождения Белый Тигр [Арешев и др., 1997]; *в* – модель формирования гранитных протрузий: 1 – гранитоиды; 2 – катаклазированные гранитоиды; 3–6 – отложения чехла; 7 – скопления углеводородов; в пределах нефтематеринских толщ распределение углеводородов дисперсное, в пределах фундамента – концентрированное; 8 – направление движения углеводородов; белые стрелки – направление катакlastического течения пород фундамента. Цифры на моделях: 1 – стадия формирования плитного чехла, включающего горизонты нефтематеринских пород; 2 – стадия начала роста купола (кристаллической протрузии), первичное перераспределение углеводородов; 3 – стадия оформления кристаллической протрузии и залежи углеводородов



**Fig. 3.5.6.** Models of the oil deposits formation within the basement rocks

*a* – Tatar arch, *б* – White Tiger (continental shelf of Southern Vietnam), *в* – the author model reflecting the conditions of 3D tectonic flow





Вулканический нект на плато Центрального Французского массива  
Volcanic neck in the Central French Massiff Platen



Протрузия мраморов (пос. Богдарин, Бурятия)  
Protrusion of marble (the village of Bogdarin, Buryatia)

Антарктидой, которое сопровождается воздыманием мантийного материала. Эти процессы привели к деструкции континентального моста, который соединял континентальные массы Америки и Антарктиды.

Северная и южная части дуги Скоша, представленные корой континентального типа, обычно рассматриваются как продолжение и фрагментарные реликты мезозойско-кайнозойских складчатых поясов Патагонских Анд и подвижного пояса Западной Антарктиды. Южно-Сандвическая дуга представляет собой активную вулканическую дугу над зоной субдукции восточного фланга Срединно-Атлантического хребта.

Однако вся совокупность данных свидетельствует не о простой зоне субдукции, а о наличии двух встречных потоков: с востока – пододвигание коры Атлантического океана, с запада – латеральное продвижение встречного литосферного потока моря Скоша. В результате зона субдукции становится крутой и образуется область так называемой замковой субдукции (см. Главу 1.5).

Движение литосферного потока сопровождается его растеканием в поперечном направлении с формированием зон транспрессии по бортам структуры в области Южного и Северного хребтов Скоша.

Рождение плиты Скоша носит «случайный» характер, так как является следствием регионального астеносферного потока, вызванного формированием литосферного канала в результате «случайного» отделения Южной Америки от Антарктического полуострова, и не связано с глобальной кинематической перестройкой в движении плит, которое обусловлено изменением конвективных ячеек и глубинных восходящих мантийных потоков. Это обстоятельство подтверждается данными сейсмической томографии [Дзивонски, Вудхауз, 1989–1990], которые фиксируют в районе Американско-Антарктического хребта пониженные значения скоростей сейсмических волн на глубине примерно 50 км (разуплотненная область, располагающаяся непосредственно под подошвой литосферы) и относительно повышенные значения скоростей сейсмических волн на глубинах порядка 250 км. Упомянутые выше авторы делают из этого вывод, что мантия в данном районе в основном объеме находится в относительно холодном состоянии, в то время как ее верхние подлитосферные горизонты более разогретые (соответственно, менее вязкие).

Это явление связывается с воздействием тихоокеанского астеносферного потока, идущего с запада на восток и ослабляющего прочность литосферы. Глубинный восходящий мантийный поток здесь, вероятно, отсутствует.

На границе мела–палеогена в южной части Тихого океана произошли крупные тектонические перестройки, одним из следствий которых стало отделение Южной Америки от Антарктического полуострова и формирование плиты Скотия. Возникновение нового плитного объема стало следствием миграции астеносферного потока с запада на восток в результате разрыва прежде единого континентального блока, формирования Южно-Американского и Антарктического сегментов и пролива Дрейка. Момент разделения континентов имел место в олигоцене около 30 млн лет назад.

*Антильско-Карибская дуга.* Опуская детальное описание района, по геологии которого имеется множество публикаций (например, [Ажгирей, 1960; Ирдли, 1960; Andreiev et al., 1987; Jansma et al., 2000; Meschede, Frish,

1998; Taboada et al., 2000; и мн. др.]), остановлюсь лишь на тех основных закономерностях его строения и развития, которые имеют непосредственное отношение к теме данного раздела. Описание основывается, кроме упомянутых выше работ, на последней сводке В.Е. Хаина [2001].

Антильско-Карибский регион расположен между Северо- и Южно-Американским континентами и в тектоническом отношении соответствует Антильско-Карибской дуге. В структурном и геоморфологическом отношении регион охватывает Антильскую островную дугу, которая состоит из нескольких элементов: Больших Антилл с Виргинскими островами, Малых Антилл, Южных (Подветренных) Антилл, Центрально-Американского перешейка, Карибского бассейна, включающего Юкатанскую, Колумбийскую и Венесуэльскую впадины и разделяющих их, соответственно, хребтом и желобом Кайман, Никарагуанским подводным поднятием и подводным хребтом Беата. Впадины подстилаются корой океанического типа. В пределах Колумбийской и Венесуэльской впадин кора позднеюрская–раннемеловая, в Юкатанской впадине – раннепалеогеновая, в желобе Каман – эоценовая. Согласно современным представлениям, территория соответствует Карибской литосферной плите.

Антильско-Карибская структура (рис. 3.2.20, см. вклейку) имеет подковообразную в плане форму, ширину около 1000 км и протяженность по длинной оси порядка 3000 км. Она состоит из нескольких морфоструктурных элементов, образующих, как и описанная выше Антильская структура, единый морфоструктурно-кинематический ансамбль. Можно уверенно выделить несколько элементов этого ансамбля.

Большие Антиллы образуют северную ветвь подковы и имеют субширотное простирание. Самая северная часть этого архипелага соответствует краевой части Флоридско-Богамской платформы и вулканической дуге Кайман – Сьерра-Маэстра. В контексте рассматриваемой проблемы интерес представляет система широтно вытянутых крупных трансформных разломов со сдвиговой и сдвигово-надвиговой кинематикой, между которыми расположена трансензионная структура Кайманова желоба (структура типа пулл-апарт). Желоб имеет протяженность более 1500 км и ширину около 100 км. Он развивался на коре континентального типа, но в его центральной части произошел разрыв континентальной коры, и возникла зона спрединга, поперечного к простиранию желоба. Область выхода коры океанического типа узкая, и океаническая кора здесь аномально утоненная.

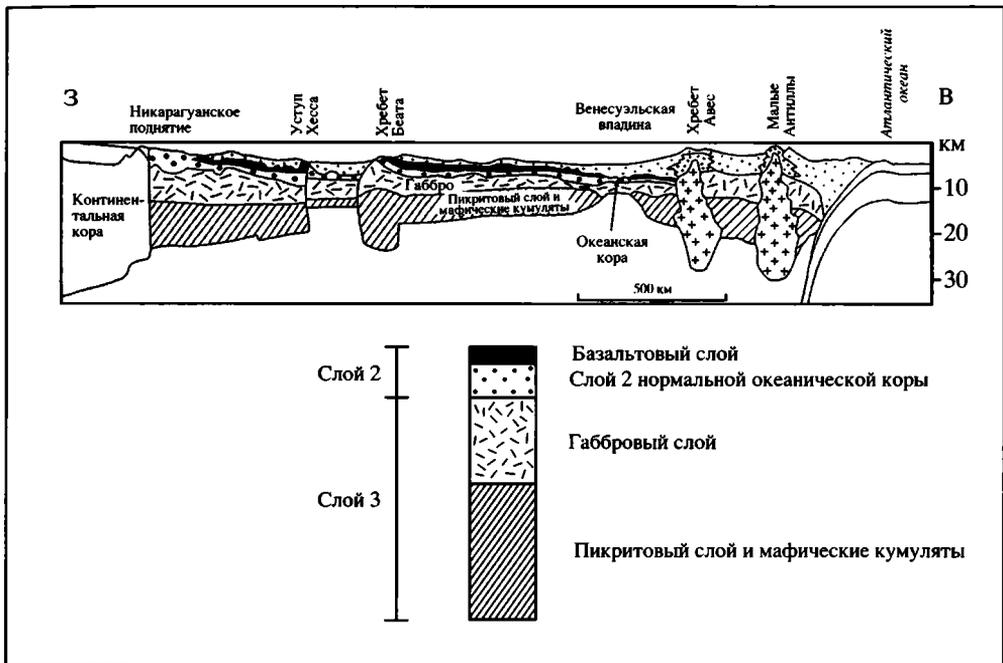
Система сдвигов, местами осложненная надвигами и покровами, тянется в восточном направлении вплоть до дуги Малых Антилл, с которой эта система структурно сопряжена. Система Малых Антилл отделяет Карибский бассейн от Атлантического океана, образует подковообразный изгиб и на юге причленяется к Южно-Американскому материку. В структурно-тектоническом плане Малые Антиллы представляют собой островную вулканическую дугу, функционирующую с раннего эоцена–олигоцена до настоящего времени.

В северной части архипелага и к востоку от вулканической дуги расположена дуга Известняковых Антилл. Эти острова сложены практически не дислоцированными карбонатными породами эоцена–миоцена, которые залегают на смятых, метаморфизованных эоценовых вулканитах, прорванных, в

свою очередь, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Обнажается древний мезозойский метаморфизованный в эпидот-амфиболитовой фации субстрат. Мощность коры под Малыми Антиллами около 30 км.

К западу от дуги Малых Антилл расположена внутренняя дуга подводного хребта Авес, который повторяет форму внешней дуги и сложен сходным вулcano-плутоническим комплексом. Дуги разделены впадиной Гренада шириной около 140 км и глубиной до 2900 м. Она подстилается корой океанического типа, из 14 км которой 9 км приходится на долю кайнозойских осадков. Мощность коры под этой дугой 40 км.

Южный фланг дуги формируют морфоструктуры Подветренных Антилл, Береговых хребтов Венесуэлы и островов Тринидад и Тобаго. В самом общем виде строение этого сегмента отвечает краевой части Южно-Американского континента с надвинутыми на него образованиями более северного происхождения (юрско-меловые офиолиты, островодужные вулканиты, аккреционные комплексы). Строение этого сегмента очень сложное и характеризуется наличием системы региональных правых сдвигов, осложненных сериями тектонических покровов. Интересно отметить, что, согласно схеме (см. рис. 3.2.20, см. вклейку), вергентность надвигов к северу и югу от зоны сдвигов различна: в южной ветви она обращена к югу, а в северной, которая находится в пределах акватории Карибского моря, к северу, т.е.



**Рис. 3.2.21.** Геологический профиль через район Карибского моря (по [Mauffut, Leray, 1997], рисунок взят из [Хаин, 2001])

Объяснения в тексте

**Fig. 3.2.21.** Geological profile across the Caribbean Sea

See explanation in the text



Рис. 3.2.22. Реконструкция палеогеодинамической эволюции Карибско-Антильского региона (по: [Meschede, Frisch, 1998], рисунок взят из: [Хаин, 2001]).

Fig. 3.2.22. Paleogeodynamic evolution of the Caribbean-Antiles region

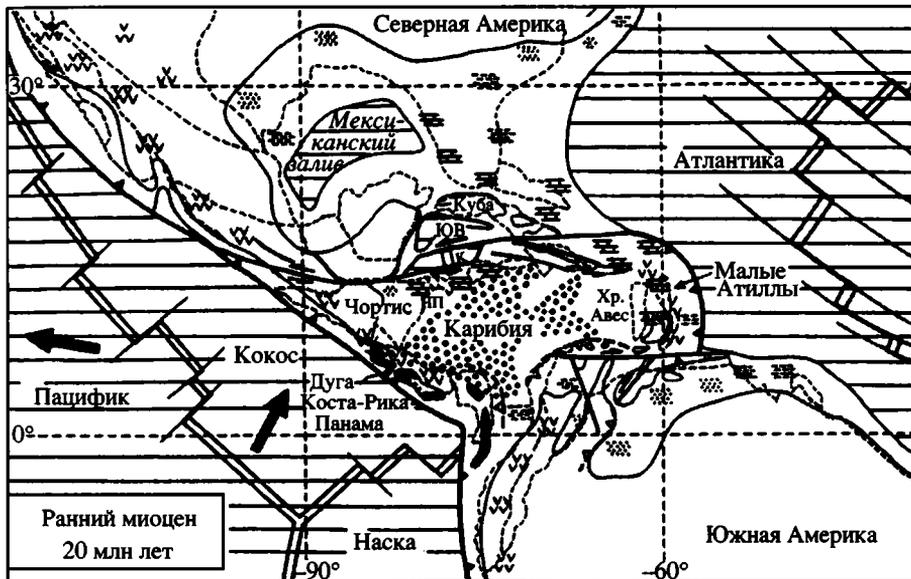


Рис. 3.2.22 (окончание)

кинематическая картина соответствует классической зоне транспрессии, а структура – структуре цветка (flower structure).

Центральную часть Антильско-Карибской дуги занимают глубоководные впадины Карибского моря: Колумбийская на западе и Венесуэльская на востоке, разделенные подводным порогом хребта Беата. Строение Карибского бассейна видно из рис. 3.2.21. Отмечу лишь некоторые характерные его особенности: аномально большую мощность океанической коры в этом регионе (до 15–20 км, из которых 3–4 км приходится на осадочный слой),

предполагаемое наличие субслоистых магматических внедрений (покровов, силлов) и длительное развитие структуры с мела до наших дней включительно. Существует представление [Хаин, 2001], что кора центральной части Карибского бассейна принадлежит к типу океанских подводных плато, типа плато Онтонг-Джава в Тихом океане.

Историю развития Антильско-Карибского региона как относительно самостоятельной мегаструктуры можно проследить, начиная с середины юры (рис. 3.2.22), когда началось раскрытие Тетиса, продолжавшегося в центральную Атлантику вплоть до Мексиканского залива, и спаянные в единое целое материковые массы Южной и Северной Америк и Африки начали расходиться. В процессе расхождения материков Северной и Южной Америк произошло утонение континентальной коры в районе будущего Центрально-Американского перешейка, возможно вплоть до ее разрыва и оформления к середине мела зоны спрединга и зияния с корой океанического типа. К концу неокома возникла Антильская вулканическая дуга над возникшей зоной субдукции. Начиная с сантона, отчетливо вырисовываются две геодинамические системы: первая – Антильско-Карибская с движением литосферных масс с запада на восток, вторая – Атлантическая с движением литосферных масс с востока на запад. В сеноне в результате субдукции Тихоокеанской плиты возникает новая вулканическая дуга в районе Центральной Америки, вновь происходит отчленение Тихоокеанских структур и возникает самостоятельная Карибская плита. Как следует из особенностей осадконакопления, проявлений вулканизма и неотектонического структурообразования, активное развитие региона продолжается и в настоящее время.

Таковы в очень сжатой форме основные особенности строения и развития региона. В аспекте рассматриваемой проблемы важен факт последовательной проградации всего тектонического ансамбля с запада на восток с постепенным оформлением подковообразной формы и образованием специфического структурного ансамбля (см. рис. 3.2.22), включающего фронтальную зону надвига-поддвига (зона субдукции перед Малыми Антиллами), краевые зоны сдвигов с характерной структурой цветка, тыловые впадины растяжения, наличие субслоистых магматических внедрений, последовательную гранитизацию и метаморфизм, и пр., т.е. здесь присутствует практически весь набор признаков, позволяющий отнести данную структуру к категории горизонтальных плито-потоков.

Таким образом, заканчивая раздел, можно констатировать: горизонтальные плито-потоки (горизонтальные протрузии) – это категория структур, имеющая глобальное распространение и свойственная континентальной и океанической литосфере. В качестве предположения – пока еще интуитивного и основанного лишь на косвенных данных и соображениях логического характера – могу представить, что формирование данного типа структур сопровождается и процессом образования «гранитного» слоя (континентальной литосферы) за счет структурно-метаморфической переработки отложений сначала краевых зон структуры, а затем и мощных осадочных толщ котловин внутридуговых бассейнов. Происходит постепенная кратонизация внутренних объемов дуговых структур описанного типа.

И еще одно замечание. В последнее время много внимания уделяется нелинейности геологических процессов [Нелинейная..., 1994]. Мне представляется, что формирование структур типа горизонтальных протрузий в пределах океанической литосферы является прекрасным примером проявления нелинейной тектоники. Причем примером уникальным, так как в рассмотренных регионах – Карибско-Антильском и дуги Скоша – могут быть однозначно установлены: (1) нелинейный характер процесса, выраженный в нарушении общих закономерностей структурообразования в пределах океанской литосферы; (2) пространственная и временная позиция точки бифуркации, т.е. точки перехода от процесса линейного к нелинейному; (3) причина нарушения линейного процесса.

Первое положение может быть проиллюстрировано рис. 3.2.23. Схема отражает строго упорядоченное расположение срединно-океанических хребтов и сопряженных с ними структур, связанных с растеканием океанской литосферы, и резкое несоответствие морфоструктуры Антильско-Карибской дуги и дуги Скоша (горизонтальных протрузий или плито-потоков) по отношению к общей структуре океанского ложа. Пространственно обе протрузии приурочены к областям с утоненной или разорванной в результате растяжения континентальной корой, что обусловило возникновение «нерегулярного» узко локализованного и однонаправленного течения в мантии и литосфере. Можно достаточно четко датировать время «разрыва» континентов и возникновения протрузивного прорыва: в пределах дуги Скоша это событие произошло в олигоцене около 30 млн лет назад [Дубинин и др., 1999], в пределах Антильско-Карибского региона – в готериве-барреме. Но история здесь была сложнее, так как уже в сантоне возник новый барьер в виде вулканической дуги Коста-Рики, а затем формируется Центрально-Американский перешеек, однако, вероятно с утоненной корой и незначительной ширины. Но этот барьер вряд ли служил серьезным препятствием для подкоровых течений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 8. С. 3–18.
- Артюшков Е.В.* О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях // Проблемы современных движений земной коры. Материалы III Междунар. симпоз. М., 1969. С. 517–522.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балаганский В.В., Козлова Н.Е.* Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 11–13.
- Балуев А.С., Моралев В.М., Гоникберг В.Е.* и др. Структурные парагенезы континентального рифтинга // Там же. 1997. С. 13–15.
- Бобров А.М., Трубицин В.П.* Времена перестроек структуры мантийных течений под континентами // Изв. РАН. Физика Земли. 1995. № 7. С. 5–13.

- Буртман В.С.* О горизонтальных складках // Геотектоника. 1968. № 2. С. 19–31.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Буртман В.С.* Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
- Вейринен Х.* О тектонике Карельской зоны // Тр. XVIII МГК. М.: ГОНТИ, 1939. Т. 2. С. 59–85.
- Виноградов Н.Г., Живаго А.И., Детинова Н.Н.* Глубоководные желоба и разломы южного океана: геологическая структура, донная фауна и условия ее обитания. М.: ГЕОС, 2000. 106 с.
- Гершанович Д.Е., Живаго А.В.* Глубоководные желоба и разломы Южно-Антийского океанического региона // Океанология. 1993. Т. 33, № 5. С. 735–751.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 4–22.
- Горьковец В.Я.* Модель железнакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1993. С. 11–28.
- Дзивонски Ф.М., Вудхауз Дж.Г.* Глобальные неоднородности внутреннего строения Земли. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Ред. Г.Б. Удинцев. М.: МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989–1990. 149 с.
- Довжиков А.Е.* Тектоника Южного Тянь-Шаня // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1977. Т. 231. С. 1–161.
- Довжиков Ф.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В.* Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71–76.
- Дубинин Е.П., Суцевская Н.М., Грохольский А.Л.* История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 5. С. 1–26.
- Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. 150 с.
- Ирдли А.Дж.* Тектоническая связь Северной и Южной Америки // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. С. 345–432.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 46 с.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2006.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г.* К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 3. С. 675–679.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г.* Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 19–34.
- Копп М.Л.* О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
- Копп М.Л.* Новейшая структура платформ юго-восточной Европы как результат коллизии в перераравийском сегменте Альпийского пояса // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 179–216. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).

- Костюченко С.Л.* Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1997. 57 с.
- Леонов М.Г.* Тектоническая эволюция вулканических гор и формирование «примитивного» метаморфического слоя // Докл. АН СССР. 1984. Т. 227, № 2. С. 448–452.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.
- Леонов М.Г.* Горизонтальные протрузии кристаллических комплексов в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов // Общие вопросы тектоники: Тектоника России. Материалы XXXIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 291–295.
- Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов М.Г., Кунина Н.М., Гольтвегер В.Я.* Горизонтальные плиты-потоки в структуре консолидированной коры Евразийского континента // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектон. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН Фил. «Гео», 2004. С. 287–290.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М., 1980. С. 105–146.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Миллер Ю.В.* Важнейшие структурные парагенезисы кристаллических комплексов // Структурные парагенезисы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.
- Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и трансенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ, 1997. С. 219–258.
- Морозов Ю.А., Сомин М.Л.* Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезисы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124.
- Мусатов Ю.Е.* Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 53–56.
- Мушкетов Д.И.* О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем // Тр. Геол. ком. 1919. № 10. С. 1–34.
- Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 240 с.
- Никола А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- Пориняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
- Синицин Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 365 с.
- Склярлов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Соколова В.Б.* Картирование пластических деформаций по материалам дистанционных съемок // Геология северо-запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 125–134.

- Соловьев А.Ю.* Геологическое строение и тектонофаии зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102–111.
- Соловьев А.Ю.* Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алтая (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1990. № 4. С. 45–51.
- Сомин М.Л.* Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 198–202.
- Сомин М.Л.* Соотношения низко-умереннобарического метаморфизма и деформаций в подвижных поясах: хронологический и генетический аспекты // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 161–164.
- Сомин М.Л.* Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 497–500.
- Трубицин В.П., Бобров А.М.* Эволюция структуры мантийной конвекции после раскола суперконтинента // Изв. РАН. Физика Земли. 1993. № 9. С. 27–37.
- Трубицин В.П., Рыков В.В.* Глобальная тектоника плавающих континентов и океанических литосферных плит // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 109–111.
- Трубицин В.П., Рыков В.В., Трубицин А.П.* Конвекция и распределение вязкости в мантии // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 3. С. 3–10.
- Удинцев Г.Б., Шенке Г.В.* Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хаин В.Е., Яблонская Н.А.* Структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов как отражение верхнекоровых упруго-пластических деформаций // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 5. С. 655–658.
- Чекунов А.В.* Неоднородности тектоносферы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 6. С. 21–23.
- Чекунов А.В.* Геодинамическая модель геотраверса: Днепровско-Донецкий палеорифт – Южные Карпаты // Геотектоника. 1989. № 6. С. 3–12.
- Чекунов А.В.* Мантийные очаги активности и тектогенез // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 307–317.
- Чекунов А.В.* Глубинные причины тектогенеза // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991а. С. 18–30.
- Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991б. № 3. С. 3–15.
- Шванов В.Н.* Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
- Шеменда А.И., Грохольский А.Л.* Геодинамика Южно-Антильского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.
- Штейнберг Д.С.* Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма // Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978. С. 5–27. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 150).
- Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
- Яговкин А.В.* Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. С. 57–70.
- Aldiss D.* The Moltouse Complex and the Zimbabwe Cratjn/Limpopo Belt transition in Botsvana // Precambrian Res. 1991. Vol. 50. P. 89–109.
- Andreiev P., Bouysse P.L., Westercamp D.* Geology de l'arc insulaire des Petites Antilles et l'evolution geodynamique de l'est Caraibe: Thèse. Bordeaux, 1987. Vol. 1. 921 p.
- Armijo R., Flerit F., King, Meyer B.* Linear Elastic Fracture Mechanics Explains Past and present Evolution of the Aegaen // Earht Planet. Sci. Lett. 217. 2003. P. 85–95.

- Armijo R., Meyer B., Navarro S. et al.* Asymmetric Slip Partitioning in the Sea of Marmara Pull-Apart: A clue to propagation processes of the North Anatolian Fault // *Terra Nova*. 2002. Vol. 14, N 2. P. 80–86.
- Barker P.E.* The Cenozoic subduction history of the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest trench interactions // *J. Geol. Soc. London*. 1982. Vol. 139. P. 797–801.
- Barker P.E., Hill I.* Back-arc extension in the Scotia Sea // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1981. Vol. 300. P. 249–262.
- Barker P.E., Lawver L.A.* South American–Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American–Antarctic Ridge // *Geol. J.* 1988. Vol. 94. P. 377–386.
- Beaumont C., Jemiesont R.A., Nguyen M.H., Lee B.* Yimian tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // *Nature*. 2001. Vol. 414. P. 738–742.
- Brandl G., Reimond W.U.* The structural setting and deformation associated with pseudotachilite occurrences in the Palala Shear Belt and Sand River gneiss, Northern Transvaal // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 171. P. 201–220.
- Colliston W.P.* A model of compressional tectonics for the origin of the Vredefort structure // *Ibid.* 1990. Vol. 171, 1/4. P. 115–118.
- Covard B. M.P.* Archaean deformation patterns in Southern Africa // *Philos. Trans. Roy. Soc. London, A*. 1976. Vol. 283. P. 313–331.
- Covard B. M.P., Daly M.C.* Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movements // *Precambrian Res.* 1984. Vol. 24. P. 27–45.
- Covard B. M.P., Graham R.H., James P.R., Wakefield I.* A structural interpretation of the northern margin of the Limpopo Orogenic Belt, Southern Africa // *Philos. Trans. Roy. Soc. London, A*. 1973. Vol. 273. P. 487–491.
- Echtler H., Chauvet A.* Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany) // *Geodinam. acta*. 1991/1992. Vol. 5, N 1–2. P. 37–49.
- Galindo-Zaldívar J., Jabaloy A., Maldonado A. et al.* Deep crustal structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Drake Passage, Antarctica) // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 320. P. 123–139.
- Jackson M.P.A., Talbot C.J.* Anatomy of mushroom-shaped diapirs // *J. Struct. Geol.* 1989. Vol. 11, N 1/2. P. 211–230.
- Jansma P.E., Mattioli G.S., Lopez A. et al.* Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, North-Eastern Caribbean, from GPS geodesy // *Tectonics*. 2000. Vol. 19, N 6. P. 1021–1037.
- Maldonado A., Balanya J.C., Barnolas A. et al.* Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // *Mar. Geophys. Res.* 2000, Vol. 21. P. 43–68.
- Martinod J., Hatzfeld D., Brun J. et al.* Continental collision, gravity spreading and kinematics of Atgaa and Anania // *Tectonics*. 2000. Vol. 19, N 2. P. 290–299.
- Mason B.R.* The Limpopo mobile belt – Southern Africa // *Philos. Trans. Roy. Soc. London, A*. 1973. Vol. 273. P. 463–485.
- Mauffret A., Leray S.* Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 283. P. 61–104.
- McCourt S., Wilson J.F.* Late Archaean and Early Proterozoic tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // *Geol. Dep. and Univ. of West. Austral. Publ.* 1992. 22. P. 237–245.
- Meschede M., Frisch W.* A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 296. P. 269–291.
- Mörner N.-A.* The Northwest European «Sea-level laboratory» and regional Holocene eustasy // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1979. Vol. 29. P. 281–300.
- Silvennoinen A.* General geological setting and deep fracture structures in the Kuusamo-Kuolajarvi-Paanajarvi area // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.*, 1991. N 13. P. 5–10.
- Stewart J., Watts A.B.* Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 5327–5352.

- Taboada A., Rivera L.A., Fuenzalida A. et al.* Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia) // *Tectonics*. 2000. Vol. 19, N 5. P. 787–813.
- Toyoshima T., Komatsu M., Shimura T.* Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Northern Japan // *Island Arc*. 1994. Vol. 3, N 3. P. 182–198.
- Vanneste L.E., Larter R.D., Smythe D. K.* Slice of intraoceanic arc: Insights from the first multi-channel seismic reflection profile across the South Sandwich island arc // *Geology*. 2002. Vol. 30, N 9. P. 819–822.
- Van Reenen D.D., Bartjn J.M., Roering Jr.C.* Deep crustal response to continental collision: The Limpopo Belt of Southern Africa // *Geology*. 1987. Vol. 15, N 1. P. 11–14.
- Zegers T.E., Nelson D.R., Wijbrans J.R., White S.N.* SRIMP U-Pb zircon dating of Archean core complex formation and pancratonic strike-slip deformation in the East Pilbara Granite-Greenstone Terrain // *Tectonics*. 2001. Vol. 20, N 6. P. 883–908.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТО-ПОТОКОВ

Existence of convective (advective) currents within the mantle of the Earth is very probable. The mantle convection is connected to up- and downstreams (plumes) that run up to the uppermantle-asthenospheric level. Influence of the plumes over the Earth crust is mirrored by magmatism, metamorphism, and the geochemistry evolution of rocks. At the same time these currents should have influence on the Earth crust tectonic pattern. As a result some characteristic structural paragenesis are formed. This aspect of the plume tectonics will be reviewed on some regional examples. It is possible to discuss the plumes with different movement picture, with "directed" and "undirected" fluxes in the apical parts of plumes (convective or advective) which have various influence upon the tectonic pattern of the Earth crust, and also the morphostructure of its surface. The 1-st type: there are non-constantly evolution mode of the Earth crust (alternation of transtension/transpression regimes), mainly strike-slip tectonics, little relief. The 2-nd type: there are relatively constant extension or compression regime, fold- and overthrust tectonics, gravity tectonics, and marked relief.

Представления о тектоническом течении горных масс на разных глубинных уровнях литосферы высказывали многие исследователи, большинство из которых нами было упомянуто в предыдущих разделах. У нас в стране эта проблема наиболее полно рассмотрена в работах А.В. Лукьянова [1980, 1999 и др.] и Е.И. Паталахи [Паталаха и др., 1995], где на основании полевых исследований и физико-математических моделей показано принципиальное значение тектонического течения при формировании структурного плана литосферы, которая рассматривается как весьма подвижная субстанция, способная испытывать значительные пластические деформации. На основании этих данных и данных геофизических исследований предполагается, что наиболее существенные структурные преобразования горных пород и возникновение тектонической расслоенности связаны с поверхностями раздела главных вещественных оболочек тектоносферы. Материал этой книги позволяет расширить знания о геологической роли тектонического течения и распространить эти представления на области внутриплатформенного (внутриплитного) тектогенеза, в том числе на верхнюю «хрупкую» кору.

Приведенные данные свидетельствуют, что породы фундамента молодых и древних платформ, как и квазиплатформенных структур типа срединных массивов (микроконтинентов) складчатых поясов, обладают внутренней подвижностью, обеспечивающейся комплексом структурных и структурно-вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением, т.е. с реидной деформацией, механизмы и особенности проявления которой зависят от общей геодинамики региона, его первоначальной структуры, реологии слагающих толщ, особенностей регионального и локальных полей напряжений. Проявление этой деформации фиксируется в земной коре также возникновением различных тектонических и структурных ансамблей, свидетельствующих о реальном перемещении горных масс в пространстве.

Так, в пределах Дзирульского и некоторых других гранитных массивов развито катакластическое течение с незначительной переработкой вещественного состава. На Родопском и Мендересском массивах, где в составе фундамента преобладают сланцеватые метаморфические породы, возникают субгоризонтально-плоскостные объемные тектонические потоки с зонами тектонического расслоения. Субгоризонтальное и субслоистое течение зафиксировано в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива. В пределах молодого внутриконтинентального орогена Южного Тянь-Шаня выявлен сложный парагенез механизмов реидной деформации: катаклиз гранитоидных массивов, пластическое течение в метаморфических сланцах, меланжирование, динамическая рекристаллизация. На плитных участках платформ наблюдаются латеральные токи с формированием изогнутой сетки разломов или с переориентацией складчатой структуры и возникновением областей вертикально-плоскостного сдвигового течения. Масштабная реидная деформация фиксируется проявлением диапировой и протрузивной тектоники, что было нами показано для Южно-Африканской, Северо-Американской платформ и Байкальского региона.

Структурно-вещественная переработка пород, связанная с масштабной реидной деформацией, имеет разное выражение в различных местах одного и того же региона (Южный Тянь-Шань) или даже одной и той же небольшой структуры. Так, в Кумсинском куполе (Карельский массив) наблюдается парагенез хрупкой катакластической деформации в теле гранитного купола и пластического течения в обрамляющих купол и испытывающих растяжение отложениях протоплатформенного чехла. На Родопском массиве параллельно с преимущественно пластическим течением формируются брекчии, зоны катаклаза, тектонические покровы и надвиги.

С реидной тектоникой фундамента связано формирование ряда осадочных бассейнов, что можно наблюдать на примерах Северо-Американской платформы, Южного Тянь-Шаня, грабенов Мендересского и Родопского массивов. В Мендересском массиве в результате общего дивергентного течения горных масс образуются грабены растяжения с возникновением литрических разломов. На Родопском массиве при комбинации пластического растекания и общих условий сжатия в регионе возникают односторонние рамповые грабены и накапливаются мощные толщи тектоногравитационных микститов (см. Главу 1.1).

В результате действия механизмов реидной деформации и регионального проявления реидной тектоники формируются сложные коллажи структур вертикально-, горизонтальноплоскостного течения и протрузивно-купольные структуры. Протрузивный процесс, т.е. внедрение кристаллических масс под действием тектонической компрессии, осуществляется не только в вертикальном направлении, но, как мы видели в предыдущем разделе, образуются и горизонтальные протрузии (плито-потоки) с объемным сдвиговым течением горных масс.

Внутренняя подвижность фундамента платформ (плит) находит отражение как в структурно-вещественных преобразованиях самого фундамента, так и в деформации его поверхности и залегающего выше осадочного чехла. Характер этих дислокаций позволяет установить области оттока вещества, области ламинарного течения и области нагнетания, которые образуют

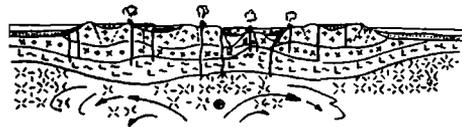
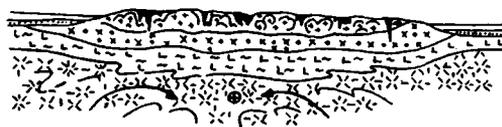
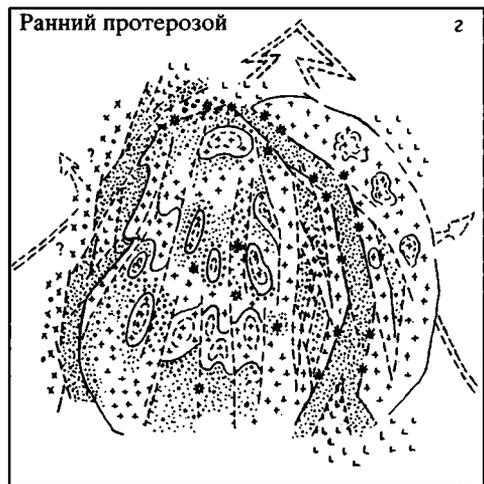
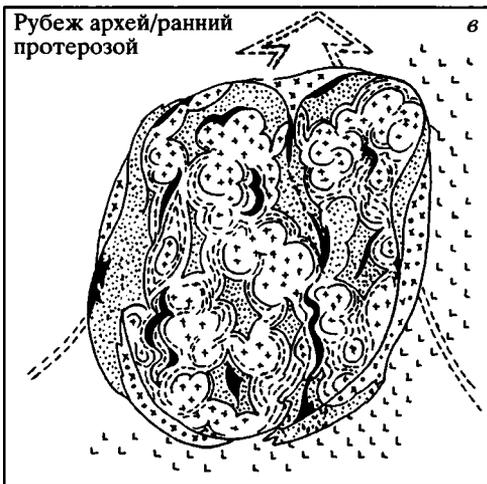
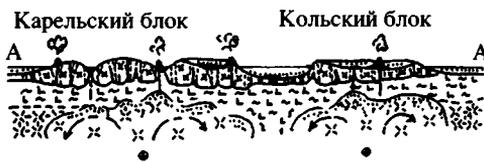
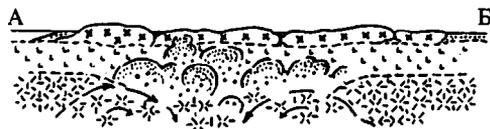
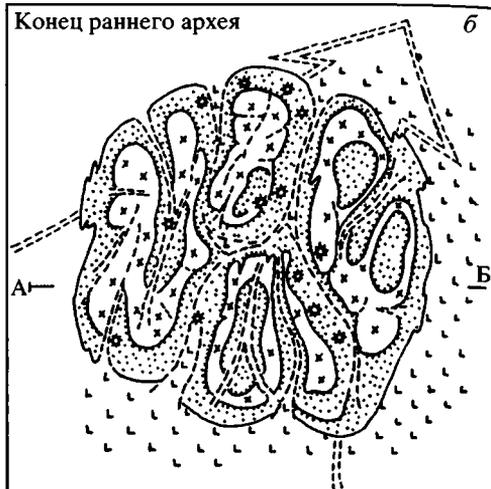
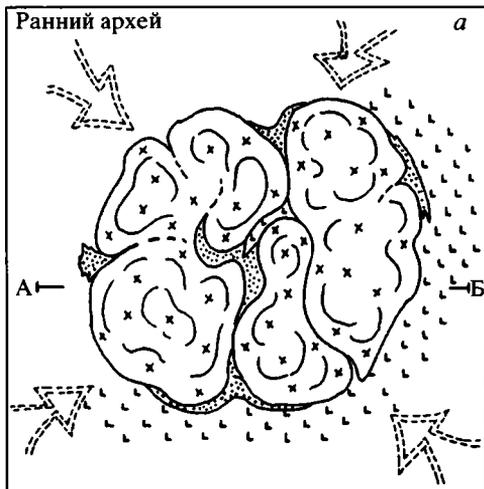
геодинамическую триаду, вероятно, в значительной мере определяющую структуру и тектоническую жизнь платформенных областей и формирование таких структурных пар как «щит–плита», «антеклиза–синеклиза», «впадина–горное сооружение». Их пространственное расположение и конфигурация определяются процессами, происходящими в глубинных частях тектоносферы, и полем напряжений, свойственных данному региону. Степень изометричности структур и их масштаб зависят от степени склеротичности горных масс, степени анизотропии напряженного состояния и глубины заложения токов вещества, а также от влияния глобальных факторов, в частности от процесса деформации сфероида Земли. Можно ожидать, что в пределах платформ и при отсутствии анизотропного поля напряжений возникнут структуры округлых очертаний, и, напротив, при интенсивном однонаправленном поле напряжений, например в краевых частях платформ, прилегающих к подвижным поясам, мы встретим структуры более линейного плана, что и наблюдается в действительности.

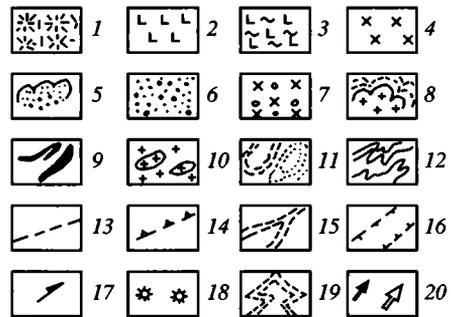
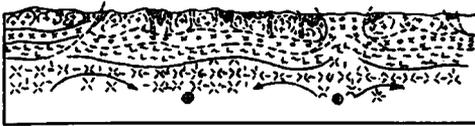
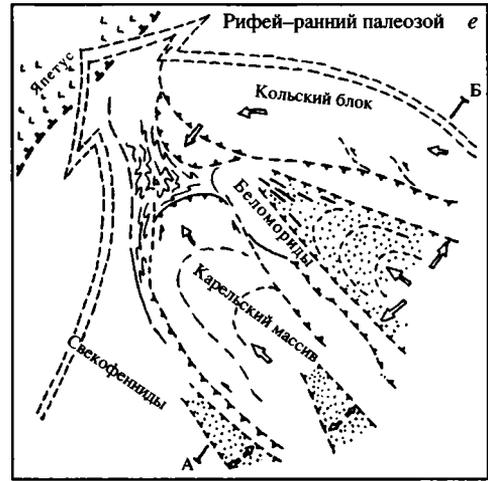
При заложении неоднородностей и тектонического течения на мантийном и астеносферном уровнях приповерхностные структуры будут иметь межрегиональный или крупнорегиональный размер (Южный Тянь-Шань), а при заложении неоднородностей в более верхних горизонтах коры структуры будут тем меньшей протяженности, чем меньше глубина заложения процесса.

В свете приведенных данных можно говорить о проявлении в пределах молодых и древних платформ компрессионно-эжективной тектоники, сущность которой заключена в латеральном тектоническом перетекании горных масс на разных уровнях платформенной (или континентальной в целом) тектоносферы в неоднородном поле напряжений. Последнее связано как с внутренней неоднородностью тектоносферы, так и с приложением внешних тектонических сил. При этом происходит трансформация латеральных токов в вертикальные (и наоборот) и образовании зон оттока вещества и областей его нагнетания. Именно такой механизм предложен при интерпретации геодинамики южной части Восточно-Европейской платформы (см. Главу 3.2), Вредефортского купола (см. Главу 2.2), Южного Тянь-Шаня (см. Главу 1.5).

Таким образом, реидная компрессионно-эжективная тектоника фундамента является реальным и широкомасштабным явлением, которое определяет многие существенные особенности внутриплитного тектогенеза. Этот вывод помимо самостоятельной значимости имеет большое значение для разработки плейттектонических концепций, так как неоспоримо свидетельствует о том, что литосферные плиты не являются жесткими, а представляют собой весьма подвижную субстанцию, которая чутко реагирует на приложение внешних сил и напряжений и обладает внутренней энергетикой, способной создавать сложные внутриплитные тектонические ансамбли.

Основной объем (50–85%) сиалических литосферных плит, или – лучше сказать – сиалических масс, по существующим представлениям, сформирован в раннем докембрии, и первично они занимали совершенно иное положение. Так, по представлениям некоторых геологов, они находились в приэкваториальном поясе [Глуховский и др., 1994]. В последующем литосферные плиты перемещались в пространстве по сложной траектории на сотни и





**Рис. 3.3.1.** Последовательные стадии (а–ж) тектонической эволюции Карельского массива

Направление перемещений масс соотносены с настоящим моментом и являются условными  
 1 – деплетированная астеносферная мантия; 2 – «первичная» кора мафического профиля; 3 – деплетированная мафическая кора (в последующем – «базальтовый» или «гранулит-базитовый» слой); 4 – первичный сиалический слой тоналит-трондьемитового состава; 5 – первичные выплавки кислого материала; 6 – осадочные и вулканогенно-осадочные образования; 7 – «гранулит-гнейсовый» («диоритовый») слой; 8 – «гранито-гнейсовый» слой; 9 – реликты зеленокаменных трогов; 10 – выступы гранито-гнейсового основания; 11 – структурные линии внутри гранитно-метаморфического слоя; 12 – структурные линии внутри осадочно-вулканогенных серий; 13 – разрывы; 14 – надвиги; 15 – осевые зоны зеленокаменных трогов; 16 – грабены; 17 – направление сдвигов; 18 – центры вулканических извержений; 19 – генеральное направление движения астеносферных и литосферных масс; 20 – локальные направления движения литосферных масс

тысячи километров пока не заняли своего современного положения, во всяком случае латеральное движение литосферных плит – явление, по-видимому, реальное. Но если литосферные плиты испытывают горизонтальные перемещения, причем на расстояния весьма значительные, то логично предположить, что эти движения должны найти отражение в проявлении внутриплитных структурных, структурно-метаморфических и тектономагматических преобразованиях.

Действительно, как мы убедились на многочисленных примерах, породы кристаллического основания древних кратонов испытывают структурные и вещественные преобразования, отражающие поступательное движение горных масс и изменение внутриплитного структурного плана. Главной формой тектонических движений при этом является деформация объемного течения горных пород в твердом и квазипластическом состояниях, сопровождаемая комплексом вещественных (метаморфизм, плавление, гранитизация) преобразований. Я не буду аргументировать здесь этот тезис, так как он подтвержден большим фактическим материалом книги. Конечным результатом является формирование гигантских горизонтальных кристаллических протрузий или плито-потоков. Формируются структуры типа «матрешки» (telescope structure) (см. рис. 3.2.6; 3.2.7 и др.). Подобный механизм формирования структуры массива и пространственного расположения его парагенетических ансамблей, как мы видели, находит подтверждение и при физическом моделировании.

В ряде районов устанавливается определенная этапность формирования структурно-тектонического плана, которая коррелируется с этапами вещественного преобразования пород. При этом характерной чертой, не нашедшей должного отражения в геодинамических моделях, является чередование эпох растяжения и сжатия, которые фиксируются особенностями проявления деформационного, метаморфического и магматического процессов.

В частности, такая последовательность чередования эпох транспрессии и транстенсии была установлена для Карельского массива [Леонов М. и др., 2001]. С известной долей научной фантазии можно предположить следующую последовательность событий, которая несомненно – и это вполне естественно – будет оспариваться некоторыми авторами, находящимися на иных теоретических позициях.

*Ранний архей*<sup>1</sup> (рис. 3.3.1, а). Крупночешуйчатая конвекция тонкой мобильной литосферы, первичная дифференциация базальтовой коры, выплавле-

←  
**Fig. 3.3.1.** Successive stages (a–ж) of the Karelian massif tectonic evolution; orientation of mass movement given in present-day coordinates is conventional

(1) depleted asthenospheric mantle; (2) «primary» mafic crust; (3) depleted mafic crust (later on «basaltic» or «granulite-basite» layer); (4) primary sialic layer of tonalite-trondhjemite composition; (5) initial silicic magmas; (6) sedimentary and volcanogenic-sedimentary formations; (7) «granulite-gneiss» (diorite) layer; (8) «granite-gneiss» layer; (9) relicts of greenstone troughs; (10) uplifts of granite-gneiss basement; (11) structural lines inside granite-metamorphic layer; (12) structural lines inside volcanogenic-sedimentary sequences; (13) faults; (14) thrust faults; (15) axial zones of greenstone troughs; (16) grabens; (17) direction of shearing; (18) centers of volcanic eruptions; (19) general movement vectors of asthenospheric and lithospheric masses; (20) local movement vectors of lithospheric mass

<sup>1</sup> Здесь и далее некоторые положения перекликаются с представлениями, изложенными в [Проскураков и др., 1993].

ние тоналит-трондьемитовых серий и формирование «изометричных» в плане объемов первичной сиалической коры; тектонические условия определяются скупиванием и всесторонним сжатием; сдвиговая компонента, вероятно, отсутствует; в конце этапа начинает формироваться осадочный чехол.

*Конец раннего архея* (рис. 3.3.1, б). Смена крупноячейстой конвекции на мелкоячейстую [Хаин, Божко, 1988]; начало латеральной миграции сиалических масс от приэкваториальной зоны к приполярным; формирование зеленокаменных трогов в условиях транстенсии (сдвига с растяжением) и структур пластичного спрединга с проявлением вначале кислого (начало растяжения сиалических масс), а затем основного (по достижении глубинных горизонтов литосферы) вулканизма и сопровождающих вулканизм вулканогенно-осадочных серий.

*Рубеж «архей/ранний протерозой»* (рис. 3.3.1, в). Продолжается латеральная миграция масс, но уже в условиях их тектонического сжатия (транспрессия) с формированием соответствующего комплекса структур; интенсивные проявления купольного тектогенеза, динамотермального и стресс-метаморфизма умеренных и низких фациальных серий; в конце периода относительная консолидация (слипание – agglutination) разобщенных ранее объемов сиалического слоя и образование единой Карельской массы. Весьма вероятно, что на этом же этапе произошла частичная агглютинация разобщенных ранее сиалических масс, составивших основание Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В частности, единое целое составили Карельский и Кольский геоблоки.

*Раннепротерозойский этап* (рис. 3.3.1, г). Распадается на ряд подэтапов, характеризующихся сменой относительно длительных эпох транстенсии, прерываемых кратковременными периодами транспрессии; период характеризуется протоплатформенным режимом с образованием чехольного комплекса, который формируется в условиях раздробленности и высокой проницаемости тела протоплатформы; происходят массовые излияния базальтов, трахибазальтов, андезито-базальтов с характерным набором петрохимических признаков и структурной позицией платобазальтов траппового типа. Каждый из подэтапов и этап в целом заканчиваются вертикальным аккретированием корового сиалического слоя, которое реализуется за счет процессов структурно-вещественной трансформации и гранитизации, протекающих в условиях сдвигового течения в зонах концентрированных деформаций и в пограничной области «фундамент–чехол». Происходит гомогенизация пород фундамента и нижней части проточехольного комплекса и образование новых объемов консолидированной коры.

*К концу раннего протерозоя* (3.3.1, д) формируется консолидированная кора Карельского массива, происходит его воссоединение с другими элементами консолидированной коры ВЕП и, вероятно, возникает новая система крупноячейстой «подкратонной» (undercratonic) конвекции. На этом этапе в основном формируются главные структурные элементы Карельского массива, отражающие в целом общее объемное тектоническое течение горных масс с юг-юго-востока на север-северо-запад (в современных координатах).

Вероятно, именно в этот период происходит эксгумация пород Беломорского блока, которые формируют латеральную протрузию (плито-поток), внедряющуюся между Карельской и Кольской геомассами. Подобная трак-

товка была дана нами ранее [Леонов М., и др., 2001] и в определенной мере подтверждена позднее С.Ю. Колодяжным [2006], выделявшим Келвино-Умбинскую протрузию, описание которой приведено в предыдущей главе.

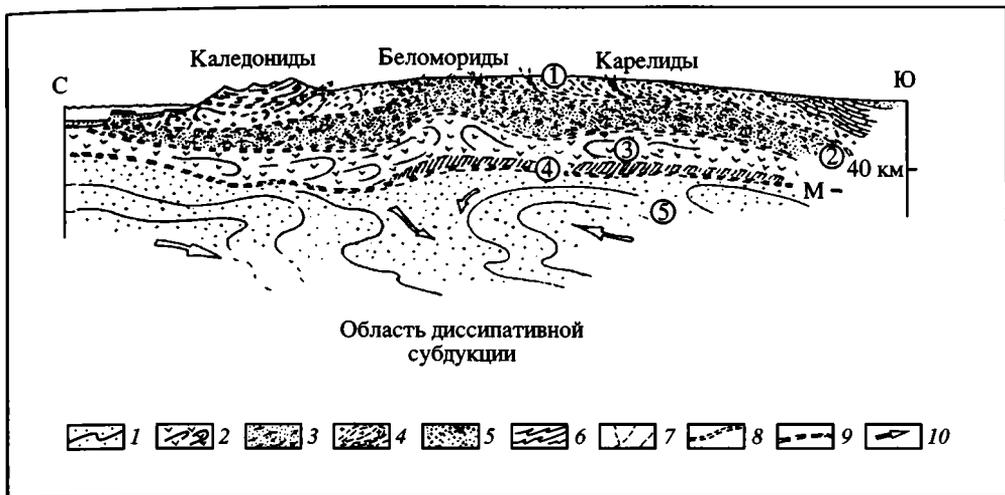
*Рифей–ранний палеозой* (рис. 3.3.1, *е*). Квазираспад тела ВЕП в условиях объемного сдвига с растяжением, заложение и развитие рифтов и авлакогенов, в том числе и в теле Балтийского щита; проявления ультраосновного щелочного и гранитоидного (рапакиви) магматизма. Взаиморасположение авлакогенов и наличие сдвигово-раздвиговой кинематики указывают на центробежное движение блоков консолидированной коры и начало этапа дезинтеграции платформы с оттоком вещества из-под авлакогенов и синеклиз в области антеклиз и щитов, что подтверждается также данными по Украинскому щиту [Паталаха и др., 1995].

Фанерозойский этап мы не рассматриваем вследствие отсутствия корректного материала, но можно полагать, что в целом фанерозой, как и рифей, отвечал эпохе общего растяжения и распада платформы, прерываемой кратковременными эпизодами общего сжатия, связанного с режимами обрамляющих платформу покровно-складчатых областей.

*Неотектонический этап* (рис. 3.3.1, *ж*). Возобновляется режим транспрессии, о чем свидетельствуют: тип напряженного состояния горных пород; наличие взбросо-надвиговых, сдвиговых и пликативных дислокаций; структурно-геоморфологические формы, отражающие деформации объемного течения в пределах Карельского массива и других участков ВЕП. Режим транспрессии в области Карельского массива и Балтийского щита в целом, его сопряженность с режимами растяжения в прилегающих рифтогенных грабенах и глубоководных частях Арктической [Мусатов, 1998] и Атлантической геодепрессий наряду с геологическими, структурно-морфологическими и геодезическими наблюдениями позволяют предположить, что современный подъем Балтийского щита связан, главным образом, не с гляциоизостатическим поднятием (во всяком случае, не только с ним), но и с тектоническими причинами, а именно с встречным движением глубинных масс из областей впадин (океанических и интракратонных) в область щитового поднятия, что подтверждено данными Н.А. Мёрнера [Mörner, 1980].

Можно предположить, что Балтийский щит является, следовательно, областью нагнетания материала за счет встречных конвективных струй: атлантической (океанической) и восточноевропейской (подкратонной) (рис. 3.3.2). Отсутствие данных о сейсмофокальной зоне в этом регионе свидетельствует о том, что здесь происходит турбулентное взаимопроникновение вещества океанической и континентальной литосферы, его перемешивание и диссипация (диссипативная субдукция – (dissipated subduction?), что, как я предполагаю, является характерной чертой геодинамики пассивных границ «континент–океан».

Таким образом, в истории докембрийских масс Карельского массива прослеживается тенденция латерального перемещения со сменой во времени режимов транспрессии и транстенсии, что отражено в типах возникающих структурно-тектонических ансамблей, особенностях проявления метаморфизма и магматизма. Существование режимов растяжения–сжатия, а также транспрессии и транстенсии, в том числе и перемежающихся во времени, вообще свойственно территории Восточно-Европейской платформы



**Рис. 3.3.2.** Гипотетический профиль через Балтийский щит

1 – литосферная мантия; 2 – «базальтовый» («гранулит-базитовый») слой; 3 – «гранулит-гнейсовый» («диоритовый») слой; 4 – «гранито-гнейсовый» слой; 5 – вулканогенно-осадочный чехол; 6 – структуры Каледонид; 7 – разломы; 8 – зоны вязко-пластических срывов на границе главных разделов земной коры и разломы-отделители (detachment faults); 9 – граница Мохо; 10 – направление течения горных масс. Цифры в кружках: 1 – «гранито-гнейсовый» слой; 2 – «гранулит-гнейсовый» слой; 3 – «гранулит-базитовый» слой; 4 – корово-мантийная смесь; 5 – литосферная мантия

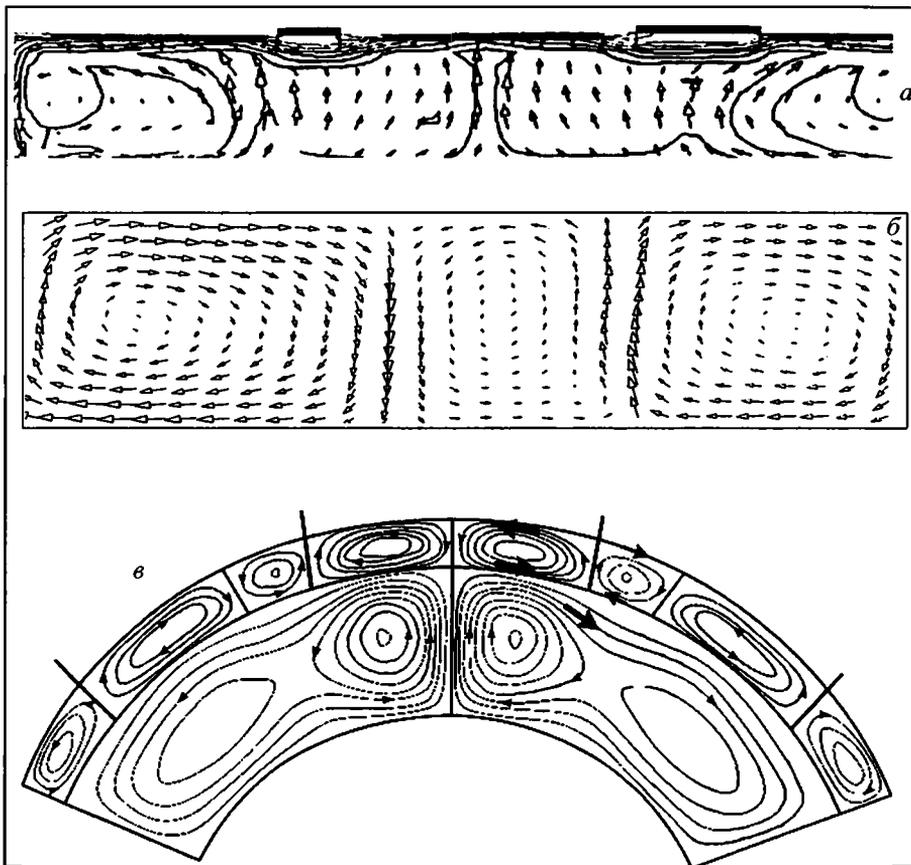
**Fig. 3.3.2.** Hypothetical profile across the Baltic shield

(1) lithospheric mantle; (2) «basaltic (granulite-basite)» layer; (3) «granulite-gneiss (diorite)» layer; (4) «granite-gneiss» layer; (5) volcanogenic-sedimentary cover; (6) Caledonides; (7) faults; (8) zones of brittle-ductile shearing between main layers of the Earth crust and detachment faults; (9) Moho discontinuity; (10) flow vectors of rock masses. Encircled numbers denote (1) «granite-gneiss» layer, (2) «granulite-gneiss» layer, (3) «granulite-basite» layer, (4) crust-mantle mixture, and (5) lithospheric mantle

и соседних регионов [Аксаментова, 1999; Вадковский, 1999; Егоров, Чистяков, 1999; Колодяжный, 2000; Моралев и др., 1999; Чайкин, 1999]. Существенная роль режима транспрессии в процессе формирования структурного плана Свекокарелид Балтийского щита обоснована в [Морозов, 1999].

Одним из возможных объяснений этого феномена может быть признание пульсационного режима Земли, как считают многие исследователи. Во всяком случае, эта гипотеза получает некоторое независимое подтверждение. Но для окончательного решения вопроса необходимо провести анализ всех платформенных областей Земли, и если эта закономерность будет подтверждена, то гипотеза о пульсационном развитии Земли получит серьезное подкрепление.

Я же, исходя из современных представлений и парадигм, хочу предложить иное решение, высказанное ранее в ряде публикаций [Леонов М., 2001; Леонов М. и др., 2001]. Чередование эпох транстенсии и транспрессии может быть объяснено в случае признания асимметричности и незамкнутости конвективных ячеек и существования продольной (по длинной оси ячеек) субгоризонтальной ветви течения материала (т.е. элементов адвекции), а также наличия двухъярусной конвекции (адвекции) с относительно крупномас-



**Рис. 3.3.3.** Модели, отражающие влияние мантийной конвекции на перемещение континентальных литосферных плит (а) (по [Трубицин, Рыков, 1998]); Поле конвективных скоростей в модели тепловой конвекции с переменной вязкостью (б) (по: [Трубицин и др., 1994]); (в) – взаимоотношение ячеек конвекции в нижней и верхней мантии (по Л.И. Лобковскому, В.Д. Котелкину, М.А. Гончарову), рисунок взят из [Гончаров, 2006]

**Fig. 3.3.3.** Models of mantle convection after different authors

штабными ячейками в верхней мантии и более мелкими в пределах астеносферы–литосферы (рис. 3.3.3; 3.3.4, см. вклейку). В этом случае квазипластичные литосферные плиты при их латеральном перемещении последовательно будут попадать то в условия сдвига с растяжением, которое сопровождается проявлением основного вулканизма, слабым проявлением метаморфизма и подслаиванием коры за счет деплетированных мантийных и астеносферных масс (underplating), то в условия сдвига со сжатием, что сопряжено с интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных масс, гранитизацией и вертикальным аккретированием корового слоя в пограничной зоне «фундамент–чехол» (intraplating, overplating). Чередование режимов «горячая» – «холодная» мантия (кора) в условиях «давление + сдвиг» приводит [Иванкин, 1985] к смене одной формы мантийной активности (магматизм, вулканизм) другой (метаморфизм, гранитизация).

Изложенная схема находится в согласии с расчетными моделями [Трубицин, Бобров, 1993; Трубицин, Рыков, 1998; Трубицин и др., 1997], которые объясняют механизм движения литосферных масс вдоль латеральных ветвей мантийных плюмов и изменение их термического режима во времени.

Данная концепция, объединяющая явления латерального перемещения масс, их структурно-вещественную перестройку в режиме сдвигового течения и формирование гигантских горизонтальных протрузий (плито-потоков), находит подтверждение на примерах Карельского массива, Украинско-го щита [Паталаха и др., 1995], пояса Лимпопо (Африка) [McCourt, Wilson, 1992] и других регионов.

Существование конвективных (адвективных) течений в мантии Земли весьма вероятно: мнения расходятся лишь в вопросах о природе и формах проявления конвекции (тепловая, термохимическая и пр.). Мантийная конвекция связана с возникновением восходящих и нисходящих потоков вещества (плюмов), захватывающих и подкорovýй (верхнемантийно-астеносферный) уровень. Воздействие плюмов на земную кору отражено в проявлении магматизма, метаморфизма, изотопно-геохимической эволюции пород и пр. Однако подкорovýе течения должны воздействовать и на структуру коры и приводить к формированию соответствующих структурных парагенезов. Этот аспект плюмовой тектоники изучен недостаточно. Он рассмотрен нами на двух примерах – Карельского массива и Южного Тянь-Шаня, отражающих влияние подкорovýх течений на структуру и общую геодинамику различных участков корового слоя континентов.

Как было показано, основной структурный план Карельского массива оформился в конце раннего протерозоя (карельская фаза), и он образован парагенезами осепродольного сдвигового течения, сплющивания и нагнетания, горизонтально-плоскостного течения, растяжения, диссипативного сдвига. Эти парагенезы в совокупности образуют ансамбль объемного тектонического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой, который фиксирует латеральное квазипластическое перемещение массива в период от позднего архея до конца протерозоя. Латеральное перемещение сиалической массы Карельского массива происходит в условиях чередования эпох транспрессии и транстенсии, а этапы преобразования структуры коры четко коррелируются с этапами проявления магматизма и метаморфизма.

Иные соотношения верхнемантийных диапиров и структуры корового слоя наблюдаются на территории Южного Тянь-Шаня (см рис. 1.5.18), который на новейшем этапе представляет собой часть Евразийского внутриконтинентального орогена, возникшего на месте молодой эпигерцинской платформы. Привлечение данных по структуре коренных толщ, глубинному строению, современному напряженному состоянию, а также физико-математических моделей позволяет связать формирование неотектонического морфоструктурного плана региона с объемным перераспределением вещества в коровом слое: оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область поднятия. Латеральное течение реализуется на разных уровнях верхне-и нижнекорového слоев. Возникновение латеральных токов и их трансформация в зоны вертикального подъема и нагнетания с последующим растеканием в стороны впадин причинно связаны с развитием неоднородностей в активизированной разуплотненной мантии и формированием

верхнемантийных (астеносферных) плюмов. Реконструкция тектонической эволюции, структура горных масс и морфоструктура региона свидетельствуют о зарождении относительно изометричных плюмов (без ярко выраженного директивного течения вещества) на начальных стадиях плитного этапа (ранняя юра), об их относительно слабом выражении на плитном этапе (юра–ранний эоцен) и о резкой активизации мантийных неоднородностей на новейшем этапе.

Таким образом, можно говорить о двух разновидностях плюмов (конвективных или адвективных ячеек), с однонаправленным «ориентированным» и билатеральным (или более сложным) течением вещества в их апикальных частях (сравним рис. 1,5.18 и 3,3.4). Они имеют различное выражение в структуре корового слоя и в морфоструктуре его поверхности. В первом случае мы видим «нестационарное» развитие земной коры с неоднократной сменой режимов, преимущественно *сдвиговую тектонику и слабо выраженную морфоструктуру*. Во втором – относительно стационарный режим развития коры, *складчато-надвиговую тектонику и контрастную морфоструктуру*. Стационарный и нестационарный режимы могут, по-видимому, чередоваться во времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аксаментова Н.В.* Раннепротерозойский Осницко-Микашевский вулканический пояс в фундаменте запада Восточно-Европейской платформы: особенности магматизма и геоструктурная позиция // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 35–38.
- Вадковский В.Н.* Является ли движение континентов броуновским? // Там же. 1999. Т. 1. С. 111–114.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
- Егоров А.С., Чистяков Д.Н.* Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых дислокаций // Там же. 1999. Т. 1. С. 245–248.
- Иванкин П.Ф.* // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. 259 с.
- Колодяжный С.Ю.* Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. Т. 1. С. 218–220.
- Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков В.С.* и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
- Лукьянов А.В.* Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
- Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З.* Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 9–12.
- Морозов Ю.А.* О роли транспрессии при формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- Мусатов Ю.Е.* Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные вопросы: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 53–56.

- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
- Проскураков В.В., Гаскельберг В.Г., Пилацкий В.Э.* и др. Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология северо-запада Российской Федерации. СПб.: Сев.-зап. регион. геол. центр, 1993. С. 4–26.
- Трубицин В.П., Белавина Ю.Ф., Рыков В.В.* Взаимодействие мантийной конвекции с континентальной и океанической плитами // Докл. РАН. Т. 334, № 3. С. 368–371.
- Трубицин В.П., Бобров А.М.* Эволюция структуры мантийной конвекции после раскола суперконтинента // Изв. РАН. Физика Земли. 1993. № 9. С. 27–37.
- Трубицин В.П., Рыков В.В.* Глобальная тектоника плавающих континентов и океанических литосферных плит // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 109–111.
- Трубицин В.П., Рыков В.В., Трубицин А.П.* Конвекция и распределение вязкости в мантии // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 3. С. 3–10.
- Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Чайкин В.Г.* Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 268–269.
- McCourt S., Wilson J.* Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // Geol. Dept. and Univ. West Austral. Publ. 1992. N 22. P. 237–245.
- Mörner N.-A.* The Northwest European «Sea-level Laboratory» and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1979. N 29. P. 281–300.

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

The formulated concept of vertical accretion means the final effect of processes and phenomena linked with interaction of different layers and shells of the Earth. As is shown, physicochemical (structural and compositional) interaction of materials at the crust/mantle, lower/upper crust, crystalline basement/sedimentary cover or upper crust/hydrosphere (atmosphere) interface lead to relative homogenization of rock masses, their enrichment in lithophile elements and granitization. Some factors and mechanisms responsible for addition of new rock volumes to a granite-metamorphic layer of the Earth's crust are described. The considered examples lead to principal conclusion about the fundamental significance of the Earth shells interaction in the course of consolidated crust formation.

В предыдущих разделах были рассмотрены различные аспекты строения и структурной эволюции консолидированного слоя земной коры и литосферы в целом. Из приведенных данных понятно, что структурная жизнь горных масс сопровождается весьма заметными изменениями их вещественного состава. Иногда эти изменения столь интенсивны, что приводят к полному преобразованию вещества и возникновению новых породных комплексов. В частности, в процессе структурно-вещественной перестройки горных пород, слагающих земную кору, происходит формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя. Это явление получило название вертикальной аккреции.

Концепция вертикальной аккреции в течение ряда лет разрабатывалась в Геологическом институте РАН и рассматривалась как один из факторов формирования консолидированной земной коры. В начале 90-х гг. было сформулировано представление о вертикальной аккреции как об увеличении мощности коры за счет тектонического совмещения литопластин земной коры [Соколов, 1992]. В последующем эта проблема стала предметом специального исследования в рамках межлабораторной программы, результатом чего явилось издание двух коллективных монографий – «Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект» [Леонов и др., 1990] и «Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы» [Вертикальная..., 2002], авторами которых являются ученые Геологического института РАН и некоторых других геологических учреждений. Разработка концепции вертикальной аккреции была отмечена в перечне главных достижений Российской академии наук за 2001 г.

Эта глава, помимо моих собственных данных, основана на широком использовании материалов, содержащихся в упомянутых выше монографиях, и является их кратким рефератом. За рамками главы остался огромный фактический и аналитический материал, содержащийся в монографиях; только библиография насчитывает более тысячи наименований. Авторы разделов этих монографий по праву могли бы являться соавторами этой главы, и я выражаю свою искреннюю благодарность всем, кто принимал участие в написании упомянутых выше книг. Право на самостоятельное изложение материала по этому вопросу дает мне только то, что я являлся инициатором

постановки проблемы, руководителем одноименной межлабораторной темы, автором нескольких разделов упомянутых монографий, их составителем и ответственным редактором одной из них<sup>1</sup>. Кроме того, в этой публикации приведены некоторые новые данные и формулировки, касающиеся рассматриваемой проблемы.

## СУТЬ ПРОБЛЕМЫ

Как было сказано во Введении, определение понятия «земная кора», по видимому, впервые было дано в 1835 г. Ч. Ляйелем, который рассматривал ее как поверхностные, доступные прямому наблюдению части нашей планеты. Позднее в представление о земной коре были привнесены элементы историко-геологического содержания. Но, по существу, понятие «земная кора» приобрело определенность только после того, как в 1909 г. А. Мохорвичич открыл раздел, названный его именем (сокращенно «М»), который характеризуется скачкообразным изменением скорости распространения сейсмических волн. С тех пор принимается, что «земная кора» включает все осадочные и кристаллические породы, лежащие выше поверхности М. Фундаментальными свойствами литосферы, в том числе и земной коры, являются латеральная неоднородность и вертикальное расслоение [Пушаровский, 1998]. Латеральная неоднородность выражена в разделении земной коры на три типа: океанический, переходный и континентальный; вертикальное расслоение – в наличии ее слоистой, оболочечной структуры.

Представление о консолидированной коре как о самостоятельной геологической оболочке появилось позднее и восходит к работам Э. Аргана. В современной геологической литературе консолидированная кора континентов – это, с одной стороны, совокупность физически и, как считается, петрохимически различных слоев: верхнего «гранитного» (гранитно-метаморфического, гранито-гнейсового) и нижнего «базальтового» (гранулит-базитового), а с другой стороны, – обозначение совокупности комплексов пород, претерпевших складчатость, метаморфизм и гранитизацию. В соответствии с этим, неотъемлемыми свойствами консолидированной коры принято считать близость средневзвешенного состава пород к андезиту [Добрецов, 1980] или гранодиориту [Бородин, 1993, 1999] и наличие в ее составе гранитно-метаморфического слоя [Хаин, Ломизе, 1995]. Синонимом понятия «гранитно-метаморфический слой» является понятие «сиаль» (от Si «силиций» и Al «алюминий»), которое предложил Э. Зюсс для обозначения легких масс земной коры в противоположность тяжелому фемическому субстрату («сима»). Термин «сима» был закреплен за базальтовым слоем. В последнее время понятие «консолидированная кора», кроме вещественной, дополнено еще одной важной характеристикой – определенными реологическими свойствами, а именно способностью к объемному (3D)-тектоническому течению или к так называемой реидной (от греческого «ρεο» – «течь») деформации [Леонов М., 1996, 1999, 2000, 2001].

---

<sup>1</sup> При дальнейшем изложении текста в косых скобках будут указаны фамилии авторов тех или иных положений, высказанных в упомянутых монографиях и приводимых в этой главе.

До недавнего времени подразумевалось, что консолидированная кора, раз сформировавшись, не подвержена в дальнейшем ни серьезным структурно-вещественным преобразованиям, ни существенным вариациям объема, ни изменениям положения ее границ. В то же время было ясно, что взаимодействие различных слоев земной коры и прилегающих к ней мантийной и гидро-атмосферной оболочек в условиях сложноградиентного поля напряжений является мощным стимулом развития геологических процессов и систем (труды В.И. Вернадского, В.М. Сеницына, Н.П. Виноградова и мн. др.). В этом направлении были проведены специальные исследования, в результате которых установлено, что консолидированная кора претерпевает заметную постумную переработку, связанную с изменением ее структуры, состава и объема, а нижняя и верхняя границы консолидированного слоя могут со временем менять свое положение в разрезе литосферы [Колодяжный, 1999; Леонов, 1997, 1999, 2000, 2001; Леонов М. и др., 1999, 2000; Леонов М., Леонов Ю., 2002; Леонов Ю., 1991, 1993; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000]. Эти данные привели к возникновению фундаментального понятия «*вертикальная аккреция земной коры*», речь о которой и пойдет в этой главе.

Формирование консолидированной земной коры и ее гранито-гнейсового слоя – фундаментальное явление геологической эволюции Земли, что отражено в трудах многих ученых (О.А. Богатиков, Л. Боуэн, В.А. Жариков, В.И. Коваленко, Д.С. Коржинский, М.И. Кузьмин, Ф.А. Летников, К. Менерт, А.В. Пейве, Дж. Пирс, Э. Раген, Х. Рид, Л.В. Таусон, А. Уайт, Б. Чепел, Г. Шубер и мн. др.). Сиалический слой и консолидированная кора в целом представляют собой новообразования, сформированные на геологической стадии развития планеты и отражающие в особенностях своего строения специфику этой стадии [Сеницын, 1972]. Значительный объем первичной сиалической коры сформирован в архее. По разным оценкам это 50–85% от ее современного объема [Борукаев, 1985, 1996; Гаррелс, Макензи, 1974; Ронов, 1980; Тейлор, Мак-Леннон, 1988; Хаин и др., 1982; Armstrong, 1981; Fife, 1978; и др.]. В последующие эпохи происходит структурно-вещественная трансформация первичной коры и наращивание гранитно-метаморфического слоя за счет возникновения его новых объемов, т.е. процессы гранитизации или, несколько шире, – сиализации корового слоя. Суть вещественной трансформации «первичной» коры заключена в преобразовании анортозитового [Лобковский, 1988; Pandey, Agawal, 1999] или анортозит-андезитового [Добрецов, 1980] корового слоя в кору анхигранитного состава. Эти преобразования связаны с процессом гранитизации – «совокупности сложных процессов..., заключающихся в том, что различные горные породы (осадочные, изверженные или метаморфические) под влиянием ряда факторов изменяют свой состав и структуру и превращаются в граниты...» [Петрографический..., 1963, с. 91]. Образное определение «гранитного» слоя земной коры дал В.И. Вернадский [1987], который указывал, что гранитная оболочка планеты по своему веществу отвечает метаморфизованному, мигматизированному и переплавленному веществу геологически былых геосфер.

В конечном итоге возникает не чисто «гранитный», а «гранитно-метаморфический» слой, имеющий неоднородное, пятнистое, гетерогенное строение. И главным «является не степень приближения состава пород к граниту, а общая петрогенетическая тенденция обогащения пород гранитофиль-

ными компонентами в данной части геологического пространства» [Кейльман, Паняк, 1979, с. 69], т.е. сиализация горных масс. Главной петрохимической тенденцией при гранитизации является дебазификация исходной породы [Летников и др., 2000]. То же можно сказать и о сути преобразования магматических, вулканических пород базальтоидного ряда, а также производных от них осадочных пород, которые в конечном итоге вошли или войдут в состав консолидированного гранитно-метаморфического слоя континентов. При этом большое значение приобретают процессы метаморфизма, в результате которых происходит замещение исходных минеральных ассоциаций метаморфическими и, как следствие, повышение степени кристалличности пород. А эти явления в совокупности приводят к изменению не только вещественного состава, но и реологии породных масс, которая является одним из определяющих признаков консолидации корового слоя [Леонов М., 2000, 2001]. Процесс гранитизации во многих случаях имеет биметасоматическую природу, и в результате реакций обмена между различными типами пород происходит их взаимное объемное замещение и увеличение объема на 5–36% в зависимости от их исходного состава [Летников и др., 1988].

Формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя, изменение его мощности и внутренних свойств связано с эндогенными и экзогенными факторами (седиментационными, магматическими, структурно-метаморфическими), в результате которых происходит [Борукаев, 1996; Синицин, 1972; Lowman, 1989]: А) латеральное приращение новых порций сиалического материала, или «латеральная аккреция» (lateral accretion), и/или Б) вертикальное наращивание сиалического слоя, или «вертикальная аккреция» (vertical accretion). Последняя осуществляется за счет подслаивания снизу (underplating, underaccretion), наслаивания сверху (overplating, overaccretion) и внутрикоровых процессов (intraplating, intraaccretion) (рис. 3.4.1, см. вклейку). Приведем примеры трех перечисленных вариантов вертикальной аккреции.

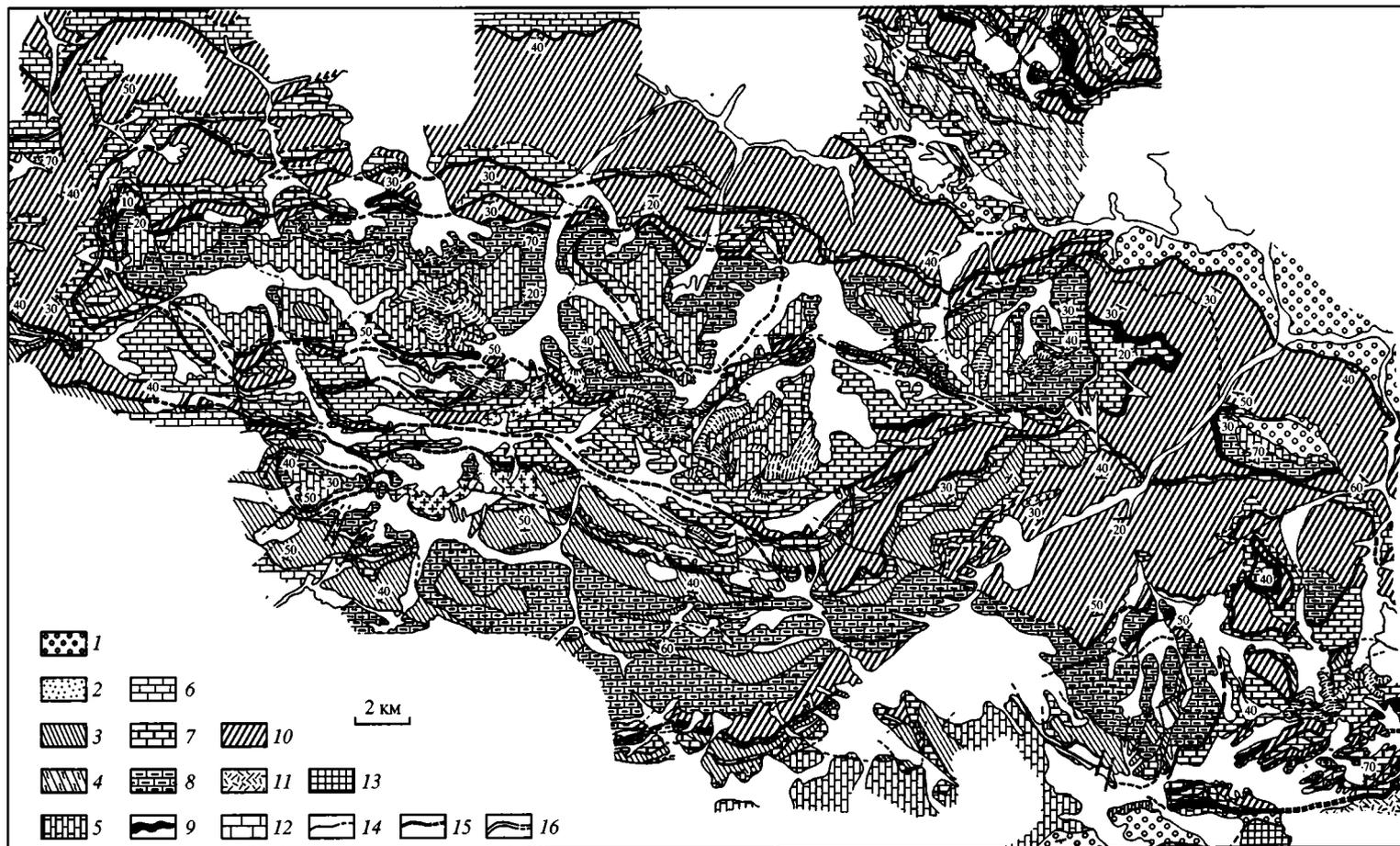
## **ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ**

### **Процессы вертикальной аккреции на разделе «фундамент–чехол»**

Процесс наращивания консолидированной коры (гранитно-метаморфического слоя) сверху (overplating, overaccretion) имеет место в различных геодинамических обстановках: разновозрастных подвижных (покровно-складчатых) поясах, на территории древних платформ, в переходных зонах «океан–континент» и пр. Большой фактический материал по этому вопросу содержится в упомянутых выше монографиях, здесь же будут продемонстрированы лишь некоторые примеры.

#### ***Южный Тянь-Шань***

Детальное описание строения и эволюции Южного Тянь-Шаня содержится в ряде статей и монографий, в том числе в работах автора [Леонов М., 1988, 1996, 2001], а также в Главе 1.5 этой книги. В структурно-тектоническом смысле Южный Тянь-Шань представляет собой часть Урало-Монгольского



пояса (для палеозойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа). Этот регион прошел сложную и многоэтапную историю геологического развития, включающую несколько стадий: палеоокеан (с корой мафического типа) – покровно-складчатая область – платформа – современный ороген (с корой континентального типа), т.е. налицо факт создания консолидированной коры на месте палеоокеанического пространства. Характерным тектоническим элементом этого покровно-складчатого сооружения, раскрывающим некоторые особенности формирования метаморфического слоя, являются протяженные синформные зоны с развитыми в их пределах вулканитами основного состава (базальтоидами), зеленосланцевым метаморфизмом и венчающими разрез мощными толщами рифогенных отложений (рис. 3.2.2, 3.4.3). Изучение этих зон, в частности, Ганза-Чимтаргинского (Зеравшано-Гиссарская синформная зона) и Сугутского (Восточно-Алайская зона) массивов позволило установить следующую картину их геодинамического развития (рис. 3.4.4).

На ранних этапах эволюции (O–S<sub>1</sub>) эти зоны представляли собой подводные и островные вулканические гряды, заложенные на коре мафического типа, о чем свидетельствуют петрохимический состав вулканитов и наличие ультрабазитов и габброидов. На возникновение вулканической постройки, приподнятой над общим уровнем моря, указывает, в частности, присутствие гравитационных и вулканогенно-гравитационных микститов. На границе S<sub>1</sub>/S<sub>2</sub> вулканическая деятельность в пределах этих зон затухает, и на вершинах вулканических гор формируются толщи (~2 км) рифогенных известняков, что фиксирует длительное (вплоть до C<sub>1</sub>) опускание кровли вулканических построек. Образуются морфоструктуры, аналогичные современным «Seamount», трансформируясь затем в морфоструктуры типа гайотов и атоллов.

Опускание связано с процессом пластического течения вулканического основания, которое сопровождалось метаморфизмом, гравитационным расплющиванием и рассланцеванием пород. Пластическое течение сопровождается вещественными изменениями: породы преобразовываются в метаморфические сланцы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций

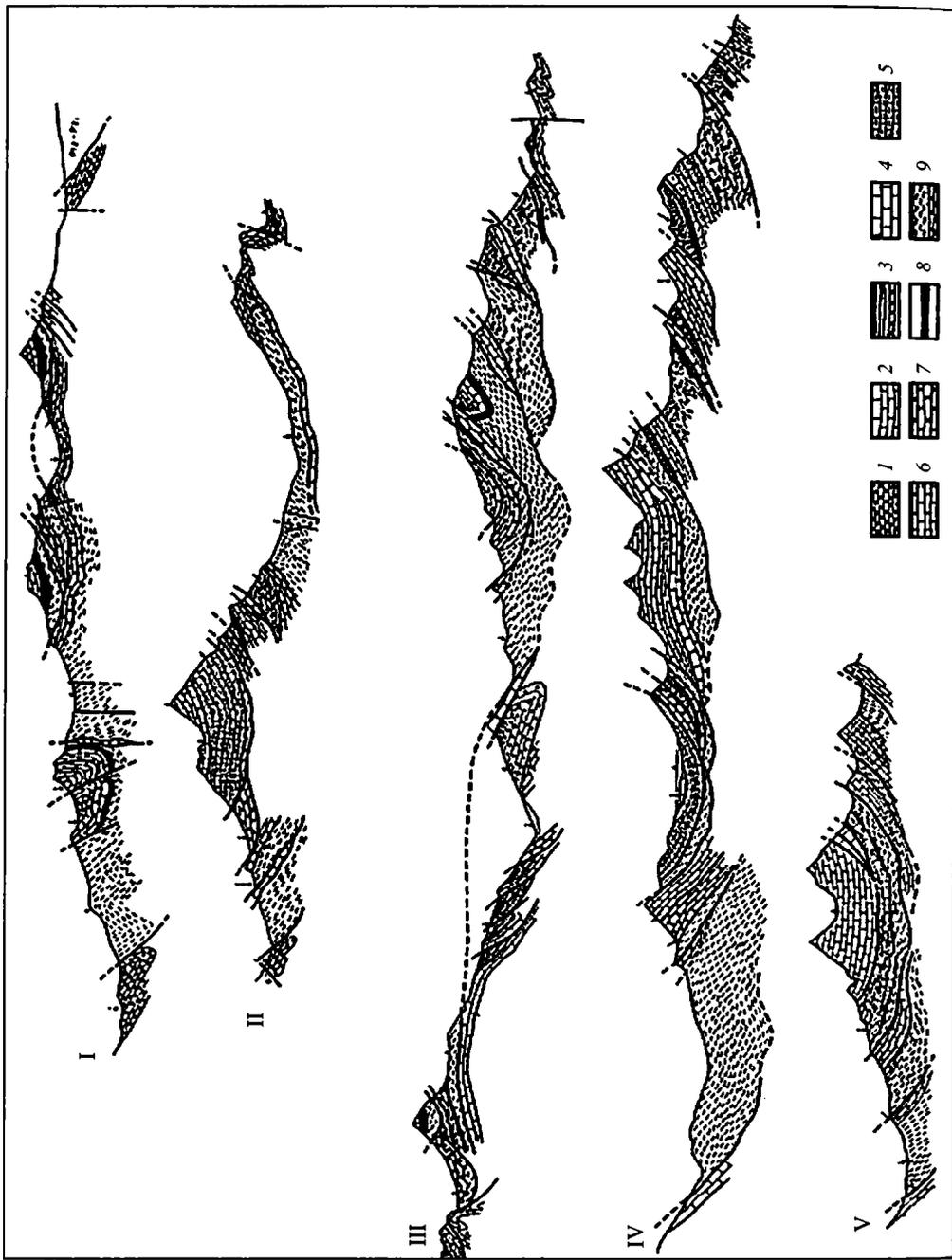


**Рис. 3.4.2.** Геологическая карта Фанских гор (Гиссаро-Алайская горная страна)

1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойский флиш; 3 – пушневатская свита среднего девона – нижнего карбона; 4 – рассланцованные разности пород пушневатской свиты; 5 – нижние-среднедевонские мраморизованные известняки; 6 – верхнелудловские известняки; 7 – нижнелудловские известняки и доломиты; 8 – лудловские известняки и доломиты нерасчлененные; 9 – фавозитовые слои; 10 – кварциты, доломиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы лландовери-венлока; 11 – палеозойские вулканиты; 12 – нижний-средний палеозой, нерасчлененный; 13 – метаморфические толщи Южно-Гиссарской зоны; 14 – границы тектонических чешуй; 15 – границы крупных межформационных срывов, надвигов и покровных пластин; 16 – современные границы палеосимаунта Фанских гор

**Fig. 3.4.2.** Geological map of the Fan Mountains (Gissar-Alai mountain system)

(1) Mesozoic and Cenozoic deposits; (2) Upper Paleozoic flysch; (3) Pushnevat Formation of the Middle Devonian-Lower Carboniferous; (4) foliated rock varieties of the Pushnevat Formation; (5) Lower-Middle Devonian mar-morized limestones; (6) upper Ludlovian limestones; (7) lower Ludlovian limestones and dolomites; (8) undivided Ludlovian limestones and dolomites; (9) *Favosites* Beds; (10) Llandoverian-Wenlockian quartzites, dolomites, quartz-sericite-chlorite schists; (11) Paleozoic volcanics; (12) undivided Lower-Middle Paleozoic rocks; (13) meta-morphic sequences of the South Gissar zone; (14) boundaries of tectonic slices; (15) important intraformational décollements, thrust faults and nappes; (16) current boundaries of the Fan paleo-seamount



метаморфизма, и происходит гомогенизация структуры и составов исходных пород. Постепенно, в результате горизонтального перераспределения (рас- текания) масс и связанного с этим погружения, на уровень проявления зеле- носланцевого и эпидот-амфиболитового метаморфизма приходят все более высокие горизонты пород, которые, в свою очередь, подвергаются мета- морфизму, рассланцеванию и латеральному перераспределению. В конеч- ном итоге в основании подводных и островных гряд формируются мощные линзы метаморфических пород (рис. 3.4.5).

Процесс метаморфизма осуществляется в условиях взаимодействия по- род с морской водой, усиленного флюидного режима и синметаморфическо- го тектонического перемешивания базальтов, кремнисто-терригенных и пел- литовых пород. В результате на меланократовом основании образуются мощные и протяженные тела метаморфических пород. Их химический со- став может иметь, как показали исследования пород океанического субстра- та [Коссовская и др., 1988], повышенное в сравнении с исходными базальта- ми содержание литофильных элементов, прежде всего калия, щелочей и кремния, т.е. формируется некий «примитивный» метаморфический слой, валовой химический состав и минеральные комплексы которого имеют повышенное (по отношению к материнским породам) содержание «сиаличе- ских» компонентов. Изменяются и реологические свойства пород, прибли- жаясь постепенно к таковым консолидированной коры. Эти объемы мета- морфического (квазиконсолидированного) слоя с соответствующей реоло- гией надстраивают меланократовый фундамент. При этом происходит сме- щение верхней физической границы вверх по разрезу корового слоя. Таким образом, структурно-метаморфическая эволюция подводных вулканиче- ских гряд, расположенных на коре океанического типа, приводит к верти- кальному наращиванию (аккреции) корового слоя за счет сиализации исход- ных базальтовых пород.

Базальтовый вулканизм, связанный с мантийной дифференциацией (о чем будет сказано при рассмотрении процессов сиализации пород океан- ского дна), является фактором не только формирования корового слоя, но и его сиализации относительно первичного мантийного (внекорового) веще- ства. Различия в химическом составе между базальтовыми выплавками и пе- ридотитовым остатком хорошо известны и они весьма велики. Так, сравни- вая средние составы пород, приводимые Полдервартом, В.М. Синицин [1972] указал на увеличение содержаний ряда породообразующих компонентов в

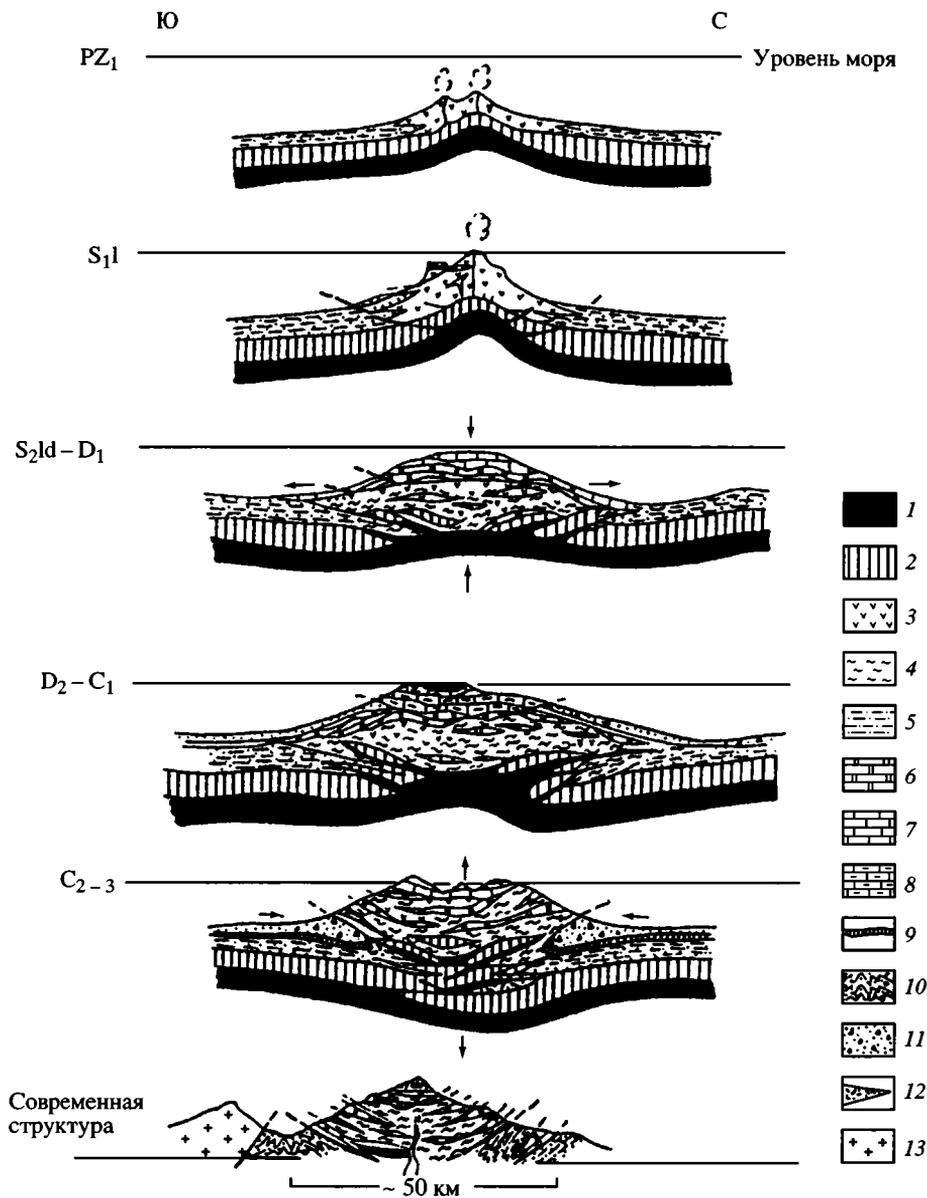


**Рис. 3.4.3.** Геологические профили (I–V) через Фанские горы

1 – кайнозойские и мезозойские отложения; 2 – нерасчлененные палеозойские отложения; 3 – отложе- ния пушневатской свиты среднего девона–нижнего карбона; 4 – известняки нижнего–среднего? девона; 5 – лудловские известняки и доломиты, нерасчлененные; 6 – верхнелудловские известняки; 7 – нижнелуд- ловские известняки и доломиты; 8 – фавозитовые слои; 9 – кварциты, доломиты, кварц-серцит-хлорит- овые сланцы лландовери–венлока

**Fig. 3.4.3.** Geological profiles across the Fanskie Mountains

(1) Cenozoic and Mesozoic deposits; (2) undivided Paleozoic deposits; (3) deposits of the Pushnevat Formation, the Middle Devonian-Lower Carboniferous; (4) Lower-Middle Devonian limestones; (5) Ludlovian limestones and dolomites, undivided; (6) upper Ludlovian limestones; (7) lower Ludlovian limestones and dolomites; (8) Favosites Beds; (9) Llandoveryan-Wenlockian quartzites, dolomites, quartz-sericite-chlorite schists



**Рис. 3.4.4.** Палеотектоническая эволюция вулканических подводных гор

1 – ультрабазиты; 2 – габбро и базальты (аналоги второго и третьего слоев океанической коры); 3 – основные породы внутрибассейновых вулканических построек; 4 – основные породы, кремнистые и терригенные породы, расланцованные и метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях; 5–10 – осадочные комплексы: 5 – кремнисто-глинисто-карбонатные (ордовик–силур), 6–8 – рифовые известняки: 6 – силур, 7 – девон, 8 – силур–девон, нерасчлененные, 9 – кремни и тонкослоистые известняки (девон–карбон); 10 – флиш; 11 – гравитационные и тектоно-гравитационные микститы (средний–верхний карбон); 12 – области возникновения кислых расплавов; 13 – граниты, гранодиориты

базальтах:  $\text{SiO}_2$  – на 6–7%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – на 10–12%,  $\text{CaO}$  – в 2–3 раза,  $\text{Na}_2\text{O}$  – в 5–6 раз,  $\text{K}_2\text{O}$  – в 4–5 раз при параллельном уменьшении содержаний  $\text{MgO}$  – с 40 до 7–6% и  $\text{FeO}$  – с 10 до 6,5%. По мнению В.М. Синицина, за основной показатель сиализации может быть принято отношение  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$ , которое для вещества мантии равно 1,5, для перидотитового остатка – 1, для базальтовых выплавов – 9. Более того, метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, в силу того, что термодинамические условия этих ступеней метаморфизма оказываются благоприятными для вхождения сиалических компонентов в решетки силикатов, способствует дальнейшей сиализации вещества. Сиалические компоненты концентрируются в составе гидроксилсодержащих минералов (мусковит, эпидот), минералов с повышенным содержанием щелочей (калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды, щелочные амфиболы) и минералов с повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  (кварц, полевые шпаты). Рассмотренные структуры выступают в роли ранних эпицентров метаморфизма.

Образование новых объемов этого квазиконсолидированного слоя на ранних этапах эволюции региона происходит дискретно и лишь в отдельных зонах. Позднее, в период преобразования палеоокеанической области в покровно-складчатый пояс, а затем в молодую платформу, имеет место второй эпизод смещения физического раздела «фундамент–чехол». Этот эпизод связан, с одной стороны, с гомогенизацией тектонически совмещенных и перемешанных фрагментов палеоокеана (мафической коры, сиалической коры микроконтинентов, метаморфических ядер, пород осадочно-вулканогенного чехла породных масс), а с другой стороны, – с их вертикальным структурно-вещественным расслоением. Результатом процесса является появление в регионе сплошного гранитно-метаморфического слоя.

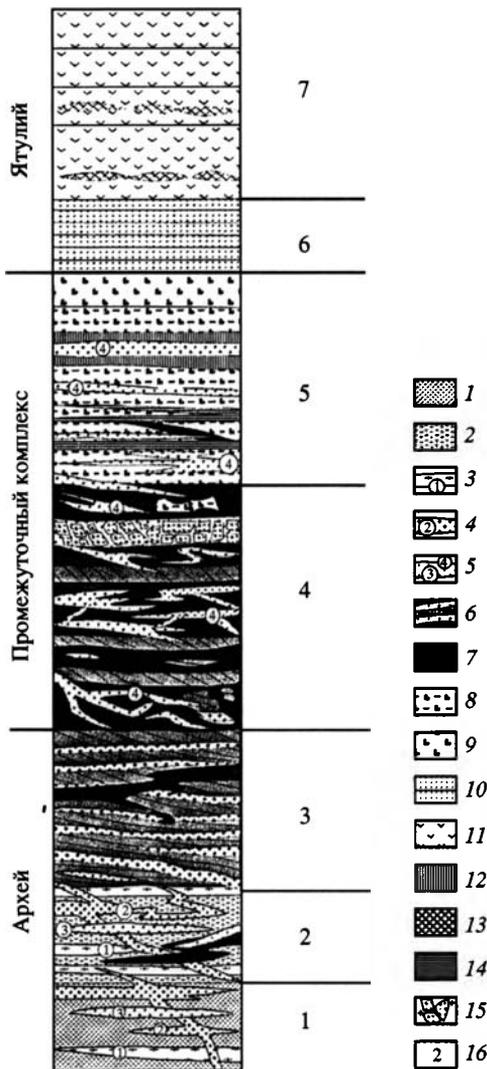
Таким образом, формируется фундамент (консолидированная кора) двух генераций, различающихся набором породных комплексов, термодинамическими условиями формирования и временем возникновения (рис. 3.4.4; 3.4.5, см. вклейку; 3.4.6, см. вклейку). Первая генерация – «складчато-метаморфический» фундамент (квазиконсолидированный слой) с метаморфизмом не выше эпидот-амфиболитовой фации. Вторая генерация – «гранито-гнейсовый» фундамент с метаморфизмом амфиболитовой фации и ультраметаморфизмом (истинный консолидированный слой). При этом, как ни парадоксально, верхняя граница фундамента 1-й генерации частично расположена на более высоком уровне, чем верхняя граница фундамента 2-й генерации.



**Fig. 3.4.4.** Paleotectonic evolution of volcanic seamounts

(1) ultrabasites; (2) gabbro and basalts (analogs of second and third layers of oceanic crust); (3) basic rocks of volcanic rises; (4) basic igneous and cherty-siliciclastic rocks metamorphosed under conditions of greenschist and epidote-amphibolite facies; (5–10) sedimentary complexes: (5) chert-clay-carbonate deposits (Ordovician–Silurian), (6–8) reefal limestones: (6) Silurian, (7) Devonian, (8) Silurian and Devonian; (9) cherts and thin-bedded limestones (Devonian–Carboniferous); (10) flysch; (11) gravitational and granodiorites; tectono-gravitational mixtures (middle-upper Carboniferous); (12) generation areas of silicic melts; (13) granites and granodiorites

Это крупный геосторический и структурный элемент Балтийского щита, описание которого приведено в Главе 1.4. Он сложен архейским гранит-зеленокаменным и гранито-гнейсовым фундаментом, который с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрыт палеопротерозойским осадочно-вулканогенным протоплатформенным чехлом. Проблеме взаимоотношений архейского фундамента и палеопротерозойского чехла уделяли внимание многие исследователи (например, работы К.О. Кратца, С.Б. Лобч-Жученко, Ю.В. Миллера, Л.П. Свириденко, В.В. Травина и мн. др.). Было установлено три типа взаимоотношений между фундаментом и чехлом: нормальный стратиграфический контакт с корой выветривания в основании чехла; контакт по зоне тектонического срыва, наследующего плоскость



**Рис. 3.4.7.** Схематический разрез «промежуточного» комплекса на границе архейского фундамента и протоплатформенного чехла (район оз.Сегозеро, Карелия) [Леонов и др., 1999]

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы; 2 – бластомилонитизированные и хлоритизированные гранито-гнейсы; 3 – послослойные мигматиты 1-й генерации; 4 – мигматит-артериты 2-й генерации; 5 – жилы мигматитов 3-й и 4-й генераций; 6 – мигматит-граниты (перекристаллизованные и ремобилизованные мигматиты 1-й и 2-й генераций); 7 – кварц-полевошпат-биотитовые породы (гранитизированные диабазовые порфириты); 8 – гранитизированные габбро-диабазы; 9 – слабоизмененные габбро-диабазы; 10 – ятулийские кварцито-песчаники; 11 – ятулийские метавулканики; 12 – вторичные кварциты; 13 – эпидозиты; 14 – blastocataclazites, blastomylonites; 15 – агматиты; 16 – номера горизонтов: горизонты 4, 5 – область внедрения силлово-дайкового комплекса, реоморфизма, метасоматоза, гранитизации, бластомилонитизации

**Fig. 3.4.7.** Schematic section of «transitional» complex between the Archean basement and proteroplatform cover (Segozero, region of Karelia)

(1) amphibole-biotite granite gneisses; (2) blastomylonitic and chloritized granite gneisses; (3) lit-par-lit migmatites of the first generation; (4) migmatite-arterites of the second generation; (5) migmatitic veins of the third and fourth generations; (6) migmatitic granites (recrystallized and remobilized migmatites of the first and second generations); (7) quartz-feldspar-biotite rocks (granitized diabase porphyrites); (8) granitized gabbro-dibasases; (9) weakly altered gabbro-dibasases; (10) Jatulian quartzitic sandstones; (11) Jatulian metavolcanics; (12) secondary quartzites; (13) epidositites; (14) blastocataclazites and blastomylonites; (15) agmatites; (16) horizon no: horizons 4 and 5 correspond to a zone of sill and dyke injections, reomorphism, metasomatism, granitization and blastomylonitization

первичного несогласия; «постепенный» переход от фундамента к чехлу через зону вторичной гранитизации.

Взаимоотношение фундамента и чехла изучены, в частности, в районе оз. Сегозеро, расположенного в центральной части массива (подробное описание в: [Вертикальная..., 2000; Вертикальная..., 2002; Леонов и др., 1999]). Здесь выделены три породных комплекса, каждому из которых свойственны свои особенности состава, структуры и вторичных преобразований (рис. 3.4.7). Нижний комплекс (слои 1–3) представлен архейскими гранито-гнейсами и мигматит-гранитами; верхний (слои 6–7) – метаосадочными (кварцитами) и метавулканогенными породами раннепротерозойского (ятулийского?) возраста. В пограничной зоне между гранито-гнейсами архея и раннепротерозойскими отложениями развит «промежуточный» комплекс, представленный сложным сочетанием различных типов пород. Он включает в себя в различной степени переработанные и гранитизированные породы нижнего и верхнего комплексов, а также многочисленные тела (силлы, дайки, жилы) пород основного и кислого состава.

Приконтактовая часть системы «фундамент–чехол» пронизана многочисленными дайками и телами основного состава, которые первично представляли собой диабазовые порфириды и габбро-диабазы. Дайковый комплекс основных пород, сходный по составу с таковым ятулийского возраста, насыщает образования фундамента с нарастающей интенсивностью по мере приближения к границе с чехольным комплексом. Тела габбро-диабазов, по-видимому, являются апофизами крупного субслояного силла, расположенного на контакте архейских и ятулийских образований.

Гранито-гнейсы и дайковый комплекс прорваны многочисленными аплитовыми жилами более поздних генераций. При этом породы фундамента подверглись реоморфизму, а породы дайкового комплекса – брекчированию и пропитке палингенными гранитами, метаморфической дифференциации и рекристаллизации, метасоматозу и гранитизации. Это привело к формированию «переходного», или «промежуточного» комплекса, в пределах которого составы пород в значительной степени изменены процессами гранитизации и реоморфизма. Вторичная вещественная переработка происходила синхронно с деформацией горных пород, что подчеркивается тектонической ориентировкой минеральных зерен и их агрегатов в значительной части мигматитовых жил и минерализованных трещин. Структурно-вещественная перестройка захватила породы чехла и фундамента, а также породы внедрившегося вдоль контакта силлово-дайкового комплекса. Все породы испытали пластическую и хрупкопластическую деформации сдвига (в механическом смысле), в результате которых сформировались новообразованная проникающая гнейсовидность и сланцеватость.

Несмотря на несколько различный характер проявления структурно-вещественной перестройки горных пород фундамента, «промежуточного комплекса» и отложений проточехла, четко прослеживается общность их структурно-вещественных преобразований. Она выражена в совпадении ориентировок линейных и плоскостных структурных элементов, минеральной линейности, сланцеватости и гнейсовидности, зон рассланцевания и будинажа, положения жил кварца и поздних мигматитов. Сходно и положение полюсов плоскостных и структурных элементов ятулийских вулканогенно-

осадочных пород, архейских гнейсов и габбро-диабазов «промежуточного комплекса».

Аналогичные процессы, приведшие к включению пород чехольного комплекса в состав фундамента, установлены и в других местах Карельского региона [Лобач-Жученко, 1977; Свириденко, 1980; Этапы..., 1973] и Балтийского щита в целом [Вертикальная..., 2000; Геохимическая..., 1993; Леонов и др., 2001]. Следствием описанных процессов является формирование «промежуточного» комплекса, имеющего петроструктурные и реологические свойства фундамента. Новообразованный объем пород составляет реальное приращение кристаллического цоколя и отражает процесс вертикального разрастания (аккретирования) гранитно-метаморфического слоя. В пределах Карельского массива процесс наращивания гранитно-метаморфического слоя и становления новых его объемов неоднократно возобновлялся. Он был приурочен к завершающим этапам ребольского, селецкого и свекофеннского тектогенезов [Лобач-Жученко, 1977; Свириденко, 1980]. В результате происходило неоднократное смещение физической (петроструктурно-реологической) границы «фундамент–чехол» вверх по разрезу земной коры, т.е. ее вертикальная аккреция.

Модель термического обеспечения процесса гранитизации в области внедрения силлов предложили Дж. Листер и С. Болдуин [Скляров и др., 1997], и она хорошо согласуется с данными по Карельскому массиву. Вероятно, определенный вклад может принадлежать также «эффекту цоколя» [Сомин, 1998], когда в пограничной зоне «фундамент–чехол» происходит сгущение изотерм и, соответственно, метаморфические, метасоматические процессы протекают более интенсивно, чем в ниже- и вышележащих горизонтах.

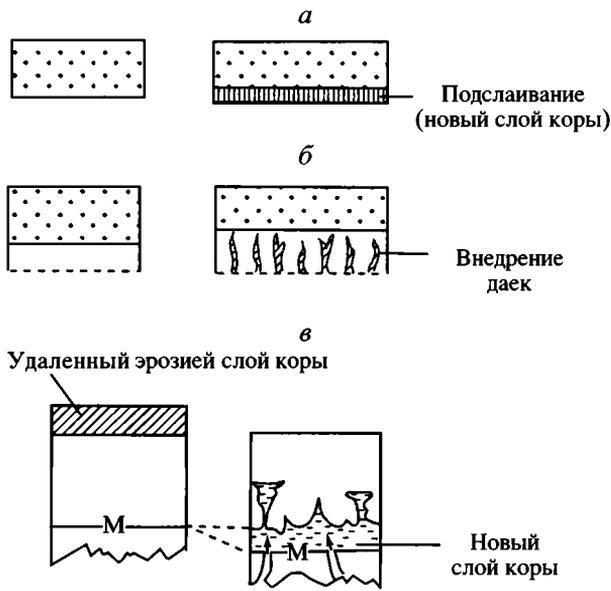
Сходные процессы изучены также в других подвижных поясах. В Пиренеях установлена миграция фронта гранитизации и смещение по разрезу физической (петроструктурно-реологической) границы. Явление связано с метаморфическими и метасоматическими процессами, которые охватили осадочные серии от верхнего докембрия до девона и привели к их гранитизации и кратонизации региона (рис. 3.4.8, см. вклейку) [Руттен, 1972; Guitard, 1959]. Первичный раздел «фундамент–чехол» при этом затушевывается, а более «молодой» раздел возникает на более высоком уровне коры. Вертикальное приращение петроструктурно-реологического фундамента за счет комплекса преобразований на границе фундамент–чехол описано в Забайкалье [Скляров и др., 1997]. Здесь фиксируется смещение физической границы консолидированного слоя вверх по разрезу коры и вхождение нижних горизонтов осадочного чехла в состав «физического» фундамента. Близкие по смыслу и формам проявления процессы зафиксированы в районе Срединно-Камчатского массива [Колодяжный и др., 1996]. Структурно-вещественное преобразование пород чехольного комплекса и формирование новых объемов консолидированной коры характерно также для древних платформ, во всяком случае для протоплатформенного этапа их развития [Вертикальная..., 2000].

## Процессы вертикальной аккреции на разделе «кора–мантия»

Результаты вертикального аккретирования и формирования сиалического слоя мы наблюдаем, главным образом, в верхних горизонтах литосферы, но сходные процессы действуют, вероятно, и в низах коры, и в области раздела «кора–мантия». Это сходство определяется, если и не конкретными механизмами, то конечным результатом, который выражен в изменении состава и реологии пород и, как следствие, в их переходе из одной оболочки в другую и в смещении граничных разделов. Однако эти уровни практически недоступны для прямого изучения. Поэтому представления о них основаны по большей части на косвенных данных. В основном это сейсмические и гравиметрические данные и их геологическая интерпретация, данные моделирования и результаты изучения пород, выведенных из глубинных слоев к дневной поверхности, таких как породы офиолитовой ассоциации, ксенолиты, блоки пород нижней коры, встречающиеся в ряде мест (зона Ивреа в Альпах, блок Масгрейв в Австралии и др.). Все это позволяет с тем или иным приближением судить о процессах, протекающих на границе верхней мантии и корового слоя.

Обобщение всех этих данных, сделанное Ю.Г. Леоновым [Вертикальная..., 2002; Леонов М., Леонов Ю., 2002; Леонов Ю., 1991, 1993; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000], приводит к следующим выводам. Проявление процесса вертикального аккретирования на границе «кора–мантия» весьма вероятно. В частности, существуют два феномена, которые соответствуют представлениям о перемещении раздела М по вертикали вследствие вертикальной аккреции. Одним из факторов, создающих благоприятные условия для проявления процессов, приводящих в итоге к преобразованию вещества коры и верхней мантии, является его подвижность, возможность которой показана в ряде работ [Лобковский, 1988; Kirby, Kronenberg, 1987]. Происходящее здесь латеральное течение вещества, вероятно, сопровождается структурно-метаморфическими преобразованиями пород, которые могут изменять физические свойства, определяющие их принадлежность к той или иной оболочке. Второй и, может быть, еще более важный фактор – поступление в кору магматических продуктов из мантии, приводящее к магматическому подслаиванию (рис. 3.4.9). Эти процессы (в совокупности или по отдельности) приводят к реально фиксируемому изменению положения раздела М в разрезе горных пород.

Примеры миграции раздела М и возникновения нового раздела известны. Так, на территории Европы [Berthelsen, 1994; Bois, 1993] в конце варисской эпохи и в мезозое в результате тектонического течения, расслоения и магматического подслаивания в нижней коре были стертые прежние – субдукционные, коллизионные и прочие структуры и был сформирован новый раздел М. Но прежний раздел М не был уничтожен полностью. Местами он сохранился, что отражено на сейсмическом профиле ECORS в Северной Франции, где прослежены две границы М: реликтовая палеозойская и новая постпалеозойская, залегающая в основании расслоенного горизонта нижней коры. Известны примеры (Индостанский кратон) сглаживания первичной поверхности М, связанного с «рассасыванием» корней гор [Pandey, Agrawal, 1999]. К этой же системе доводов следует отнести феномен «двойного М»



**Рис. 3.4.9.** Различные варианты модели магматического подслаивания (использованы данные: (Mareschal, 1990; Thompson, McCarthy, 1990 [Леонов М., Леонов Ю., 2002])

*a* – растяжение, сопровождающееся магматическим подслаиванием, при котором мантийное вещество прилепляется к подошве коры в виде слоя или линзы; *б* – растяжение, при котором нижняя часть коры насыщается субвертикальными интрузивными телами; *в* – комбинация подслаивания с внедрением мантийных расплавов в низы коры

**Fig. 3.4.9.** Models of magmatic underplating

(*a*) extension accompanied by magmatic underplating, i.e., by attachment of mantle-derived material to the crust base in a form of lens or layer; (*b*) extension associated with emplacement of subvertical intrusive bodies into lower part of the crust; (*c*) combination of underplating with mantle melts intrusions into the crust base

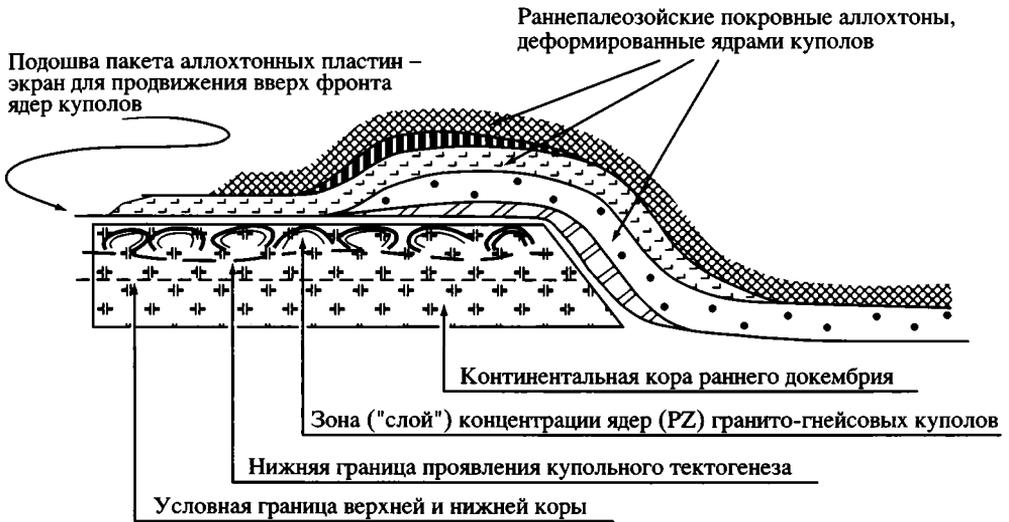
(double Moho), когда в одном разрезе обнаруживается одна над другой две поверхности с характеристиками границы М.

Изучение направленности процессов магматизма и метаморфизма в зоне раздела «кора–мантия» /Г.Е. Некрасов/ позволило выявить две стадии эволюции континентальной литосферы, определяемые, помимо других факторов, взаимодействием системы «кора–мантия» (рис. 3.4.10, см. вклейку). Особенности первой стадии заключаются в вертикальной магматической аккреции коры в структуре островных дуг и активных окраин и в преобразовании ее в двухслойную кору переходного типа. Это происходит в результате накопления в нижней части коры ультрамафит-мафитовых кумулятов и гранулитовых реститов, а в средней и верхней – средних и кислых магматических пород, образованных за счет анатексиса пород нижней коры и фракционирования расплавов в зоне раздела «кора–мантия». Сосредоточение в подошве коры ультраосновных кумулятов и реститов, превышающих по плотности и скоростным характеристикам породы не только коры, но и подстилающей мантии, обуславливают гравитационную неустойчивость слоя ультрамафит-мафитовых кумулятов, реститов и позволяет предполагать рециклирование этих пород в мантию. Эти процессы должны увели-

чить долю среднекислых пород в новообразованной коре и способствовать смещению валового состава переходной коры в сторону ее некоторого раскисления. Вторая стадия характеризуется преобладанием в процессе эволюции коры фактора тектонической аккреции, сочетающегося с факторами андерплейтинга и рециклирования вещества в системе «нижняя–верхняя кора» и «нижняя кора–мантия». Многократно повторяясь в течение протяженного отрезка времени (сопоставимого по длительности с фанерозоем), этот циклический процесс преобразует литосферу складчатых поясов в относительно стабильную литосферу кратонного типа.

### Процессы внутрикоровой вертикальной аккреции

Внутрикоровые процессы структурно-вещественного преобразования горных масс, приводящие к разрастанию собственно силичского слоя, можно проиллюстрировать на примере формирования гранито-гнейсовых ареалов /О.М. Розен, В.С. Федоровский/. Этими исследователями проанализированы три уровня проявления гранитного процесса в разрезе коры коллизионных областей: 1) современные расплавные горизонты внутри коллизионной коры, устанавливаемые по геофизическим данным и косвенным геохимическим признакам для плиоцен-четвертичных гранитов (Гималаи,

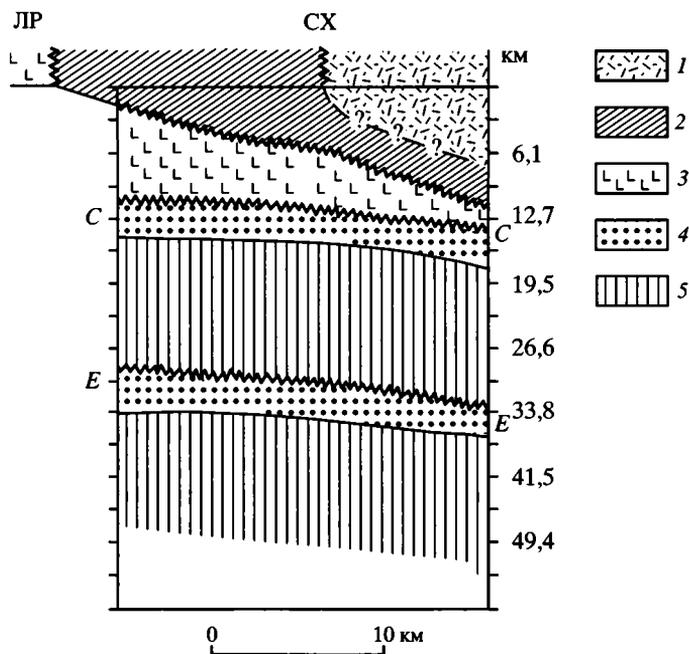


**Рис. 3.4.11.** Схема, иллюстрирующая расположение гранито-гнейсовых куполов в коллизионной зоне Западного Прибайкалья /В.С. Федоровский, О.М. Розен/ [Вертикальная..., 2002]

Специфика купольного тектогенеза состоит в том, что гранито-гнейсовые ядра молодых (раннепалеозойских) куполов формируют непрерывный «слой» на границе фундамента и его оболочки, частично за счет раннедокембрийских пород фундамента, частично за счет нижних горизонтов покровных аллохтонов

**Fig. 3.4.11.** Scheme illustrating distribution of granite-gneiss domes in collision zone of the western Baikal region /after V.S. Fedorovskii and O.M. Rozen/

Specifics of the domal tectogenesis is evident, because granite-gneiss cores of younger (Early Paleozoic) domes form a «continuous layer» between the basement and its cover partially at the expense of the Early Precambrian basement rocks and in part at the expense of lower horizons of allochthonous nappes



**Рис. 3.4.12.** Геолого-геофизический профиль LITHOPROBE через о. Ванкувер (составлен С.Д. Соколовым по данным А. Грина, 1986 г., Клемперера, 1985–1986 гг. и Р. Клоуса, 1990 г. [Вертикальная..., 2002])

1 – террейн Врангелия; 2 – меланжи и аккрецированные комплексы; 3 – вулканиты, расслоенные габбро; 4 – океаническая кора; 5 – океаническая литосфера; разломы: ЛР – Лич Ривер, СХ – Сан-Хуан; океаническая кора: С – верхней и Е – нижней субдуцированных литосфер

Геофизическими методами отчетливо фиксируется совмещение литосферных пластин. Верхний горизонт океанической коры (слой С) подслаивает снизу аккрецированные террейны, а нижний (слой Е) является еще одной субдуцированной молодой корой. В результате происходит увеличение мощности литосферы и увеличивается степень ее расслоенности и неоднородности

**Fig. 3.4.12.** Geologic-geophysical profile LITHOPROBE across the Vancouver Island

(1) Vrangelia terrane; (2) mélanges and accreted complexes; (3) volcanics, layered gabbro; (4) oceanic crust; (5) oceanic lithosphere. Letter symbols denote (LP) Lich River fault, (CX) San Juan fault, oceanic crust of upper (C) and lower (E) lithospheric plates interplaying in the convergence zone. Superposition of lithospheric slabs is clearly detected by geophysical methods. Upper horizon of oceanic crust (layer C) underlies the accreted terranes, whereas the lower one (layer E) corresponds to subducted younger crust. As a result, the lithosphere is getting thicker, less homogeneous and delaminated to a greater extent

Кавказ); 2) гранито-гнейсовые ареалы в области концентрации гранитного вещества в коре, вышедшие на поверхность в процессе эрозии каледонского коллизионного сооружения (палеозойды Прибайкалья); 3) нижние уровни коры в коллизионной зоне (северо-восток Сибирского кратона), где на поверхность выведены истощенные породы нижней коры, а гранитоидные комплексы верхней коры эродированы.

Одним из наиболее показательных примеров внутрикоревой гранитизации является Прибайкальский регион, геологическое строение и особенности геодинамической эволюции которого достаточно полно описаны упомянутыми авторами [Вертикальная..., 2002] и не нуждаются в подробном комментарии. Суть же процесса сводится к следующему (рис. 3.4.11). В течение

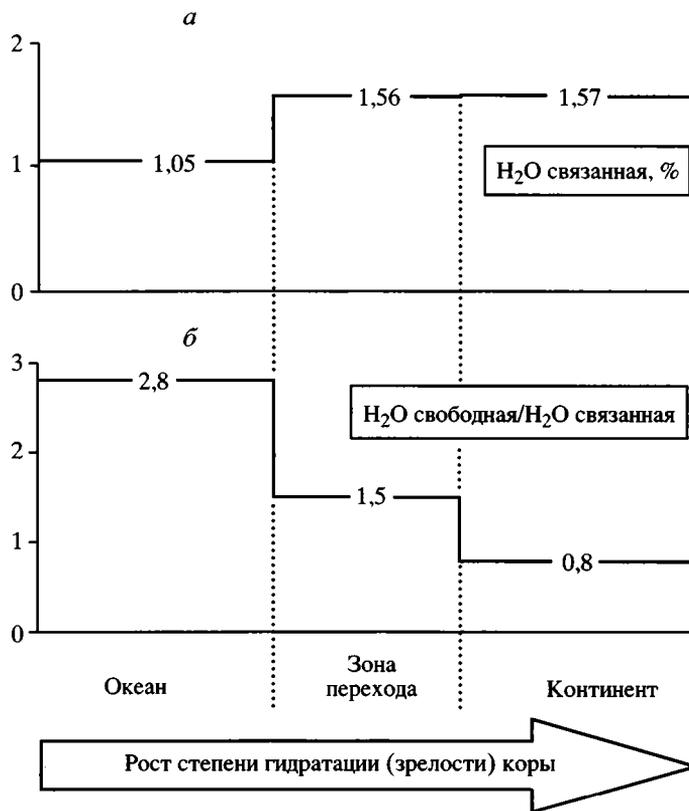
коллизии формируется резкая вертикальная тектоническая неоднородность, когда легкая континентальная кора оказывается погребенной под более тяжелой корой океанического или островодужного типов. В результате происходит перестройка структуры теплового режима, приводящая к подъему геоизотерм в коре. Проявляются высокоградиентный метаморфизм и ремобилизация древней континентальной коры, экранированной аллохтонными массивами. В пределах верхней коры происходит концентрация гранитного материала и образование гранито-гнейсовых куполов. Их ядра, развиваясь главным образом за счет ремобилизованных пород фундамента, создают некое подобие «слоя» между инфра- и супраструктурой. Мощность этого «слоя» зависит в первую очередь от интенсивности и длительности процесса ремобилизации и состава пород верхней и нижней коры.

Таким образом, в данном варианте вертикальное аккретирование вначале происходит за счет тектонического утолщения коры, в результате которого возникает «слоеный пирог» из разнородных слоев, и только после этого в процессе взаимодействия (термического, вещественного) этих оболочек между собой и подъема геоизотерм происходит массовое гранитообразование, отражающее собственно внутрикоровое аккретирование гранитно-метаморфического слоя земной коры. Следы этого процесса можно наблюдать и в нижних горизонтах аллохтонного чехла в зонах активных континентальных окраин, где также фиксируются процессы вертикального аккретирования корового слоя /М.В.Лучицкая, С.Д.Соколов/ (рис. 3.4.12).

### **Процессы вертикальной аккреции на разделе «кора–гидроатмосферная оболочка»**

Одним из мощных факторов подготовки материала и накопления энергетического потенциала для формирования гранитно-метаморфического слоя является осадочный процесс. Собственно термин «вертикальная аккреция», или «вертикальное наращивание», и пришел из осадочной геологии [Толковый..., 1977]. Осадочный процесс – наиболее яркое геологическое отражение физико-химического и биологического взаимодействий литосферной и гидроатмосферной оболочек, и в этом его фундаментальный геологический смысл, на что указывал В.И. Вернадский. Считается, что около 50% объема верхних оболочек континентальной коры (гранито-гнейсовой и гранулит-гнейсовой) сформировано за счет вещественно трансформированных терригенных отложений, а 80% осадочного вещества, отложившегося за историю Земли, преобразовалось и вошло в состав корового слоя континентов [Гаррелс, Макензи, 1974]. Переработка пород в осадочном процессе представляет собой мощный природный механизм химической дифференциации элементов /В.И. Виноградов, В.И. Копорулин, В.З. и Т.Ф. Негруцы/. Именно в осадочном процессе происходит ректификация и накопление чистых веществ подобно накоплению карбонатных солей кальция, магния, стронция, сульфатов, хлоридов, окислов и т.д. Не затрагивая деталей этих сложных геохимических преобразований, можно сказать, что все они возникли в результате взаимодействия системы «вода–порода» /В.И. Виноградов/.

В осадочных породах запечатлены многие черты эволюции земной коры, связанные с ее дегазацией и кратонизацией /В.З. и Т.Ф. Негруцы/.



**Рис. 3.4.13.** Изменение степени гидратации земной коры по мере ее эволюции [Яковлев, 1999]

**Fig. 3.4.13.** Secular changes of the Earth crust hydration in the course of its evolution

Большая роль осадочных пород в процессе формирования сиалического слоя подтверждается и общей корреляцией составов магматических и осадочных (метаосадочных) пород [Бородин, 1993; Ронов и др., 1990]. В частности, Л.С. Бородин [1993, 1999, 2004] на основе метода эволюционных петрохимических трендов щелочности–известковистости магматических серий и корообразующих формаций показал, что доминирующая роль в формировании сиалической коры принадлежит внутрикоровой гранитизации и осадочно-метаморфической дифференциации.

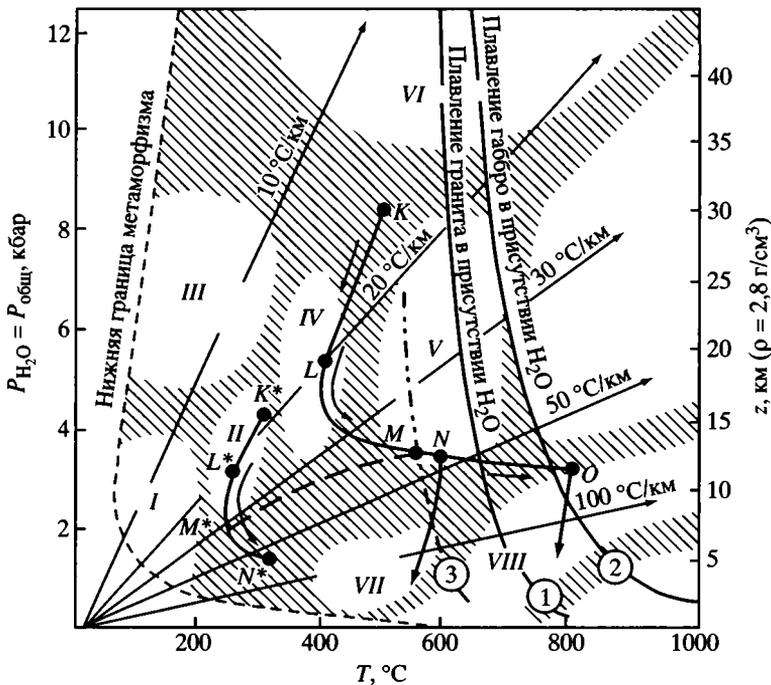
Значительную роль в начальной сиализации вещества играют низкотермо-барические процессы: эпи-, ката- и метагенез, низкофациальный релаксационный метаморфизм. Так, базальты океанического дна уже на стадии гальмиролиза приобретают некоторые геохимические черты сиалических пород. Для этого процесса [Коссовская и др., 1988] был предложен термин «начальная континентализация» и сделан вывод, что алюмосиликатные породы первого слоя и верхняя часть измененных пород второго слоя содержат комплекс новообразованных минералов, подготавливающий геохимически и минералогически вещество океанической коры к последующей гра-

нитизации. Хотя выводы эти неоднозначны /В.Б. Курносов/, а эффект такой подготовки достаточно эфемерен, суммарная геохимическая значимость процессов начальной континентализации может быть велика за счет огромных пространств океанического дна /В.И. Виноградов/. Процесс этот назван подготовкой пород океанической коры к их последующей континентализации. В частности, существенное значение в подготовительной стадии играют низкотермобарические процессы, описанные в аккреционных призмах переходных зон /Н.П. Чамов/.

Большой интерес представляют и данные о существовании процесса метаморфогенной инфильтрации (М-инфильтрации) газовой-водных флюидов [Яковлев, 1999]. Как подчеркивает В.И. Виноградов, одна из причин разнообразия земных пород – взаимодействие свободной воды с породным силикатным матриксом. В ряде работ показано, что эволюционное преобразование земной коры связано с ее гидратацией, и степень гидратации соответствует степени зрелости коры (рис. 3.4.13). Гидратации подвергается обедненный водой базитовый субстрат коры. Приведенные В.И. Виноградовым и Л.Е. Яковлевым изотопно-кислородные данные [Вертикальная..., 2002] указывают, что главным агентом гидратации служит вода поверхностного происхождения. Совокупное действие физических эффектов гидратации пород в поднимающемся континентальном (платформенном) блоке, нижняя кора которого на глубинах 20–30 км представляет собой гранулит-базитовый слой, приводит к возможности частичного плавления пород, и базитовый субстрат начинает разлагаться на обогащенный водой, кремнеземом расплав и тугоплавкий релит, представленный мафическими минералами (рис. 3.4.14).

Гидратация пород, по мнению Л.Е. Яковлева, имеет важные геоэнергетические следствия, первопричиной которых является разогрев гранулит-базитового слоя, дополняющий общий поток тепла. Поэтому через кровлю слоя возрастает кондуктивный тепловой поток. Это избыточное тепло может потребляться энергоемкими процессами преобразования вещества верхней коры (катагенеза и прогрессивного метаморфизма) – тепловая энергия снова переходит в латентную форму химических связей.

Процесс метаморфогенной инфильтрации, предложенный Л.Е. Яковлевым, по-видимому, может стимулировать дискретную «континентализацию» базитовой коры в пограничной области «фундамент–чехол». Масштабы процессов М-инфильтрации неясны. Однако в континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием этот процесс может приводить к активизации тех геологических процессов, которые чувствительны к флюидному и термическому режиму недр (литогенез, тепло-массоперенос, механические деформации с проявлением аллотигенного метаморфизма). Можно полагать, что в совокупности со структурно-реологическим М-инфильтрационным фактором делает возможным проявление многофазного, дискретного в пространстве и во времени вертикального смещения верхней границы консолидированного слоя. Процесс осуществляется в результате приращения к относительно древнему фундаменту новых объемов преобразованного структурно-метаморфическими процессами вулканогенно-осадочного чехла. Таким образом, из всего сказанного следует, что раздел «фундамент–чехол» сам по себе предопределяет возможность периодической



**Рис. 3.4.14.** P-T-траектория эволюции системы базальт–амфиболит–вода в гранулит-базитовом слое континента (схема Б.Г. Поляка и Л.Е. Яковлева) [Вертикальная..., 2002]

I–VIII – метаморфические фации: I – цеолитовая, II – прениит-пумпеллиитовая, III – глаукофан (лавсонит)-сланцевая, IV – зеленосланцевая, V – амфиболитовая, VI – эклогитовая, VII – роговообманково-роговиковая, VIII – пироксен-роговиковая; цифры в кружках: 1, 2 – линии солидуса в присутствии воды: 1 – для гранита, 2 – для габбро, 3 – гипотетическая линия солидуса гранита в присутствии воды в условиях тектонического стресса; пунктирная линия M–M\* – вероятное изменение геотермического градиента в слое по глубине к моменту появления частичного расплава на его подошве

**Fig. 3.4.14.** P-T-trajectory of basalt–amphibolite–water system evolution in the granulite-basite layer of continents (after Б.Г. Polyak and Л.Е. Yakovlev)

(I–VIII) metamorphic facies: (I) zeolite, (II) prehnite-pumpellyite, (III) glaucophane-(lawsonite)-schist, (IV) green-schist, (V) amphibolite, (VI) eclogite, (VII) hornblende-hornfels, (VIII) pyroxene-hornfels. Encircled numerals denote (1) granite and (2) gabbro solidus lines in water presence, and (3) hypothetical granite solidus line in water presence under conditions of tectonic stress. Dashed line M–M shows presumable trend of geothermal gradient in the layer at the moment of partial melting near the layer base

возобновляемости процесса создания новых объемов консолидированного слоя и «перескока» его верхней границы на более высокий гипсометрический уровень. Далее этот процесс может повторяться на новом уровне и т.д.

Анализ данных изотопной геохимии приводит к важным выводам относительно роли воды в процессе сиализации горных пород в пределах континентов и дна современных океанов /В.И. Виноградов/. В частности, показано, что континентализации подвержены породы океанической коры, и главным движущим фактором этого процесса оказывается взаимодействие в системе «вода–порода», а главным механизмом – термальная конвекция океанических вод. Эквивалентный раскислению пород симатический материал поглощается океанической водой и частично идет на повышение основности базальтового вещества.

## Структурно-тектонический фактор вертикальной аккреции

Итак, можно констатировать, что процессы вертикального аккрецирования земной коры проявляются на различных уровнях (разделы кора–мантия, нижняя–средняя кора, фундамент–чехол; литосфера–гидроатмосфера) и в различных геодинамических обстановках (древние платформы – Карельский массив; покровно-складчатые пояса различного возраста – Тянь-Шань, Пиренеи; зоны перехода океан–континент – Карякское нагорье, Камчатка; кора современных океанов). Были названы и некоторые механизмы, играющие ту или иную роль в процессе физико-химического преобразования горных масс. Тем не менее, нужно обратить внимание на один фактор – структурно-тектонический, – который имеет принципиальное значение для рассматриваемого круга проблем.

Действие структурно-тектонического фактора в процессе вещественной трансформации горных масс, связанной с вертикальной аккрецией, фиксируется повсеместно, вне зависимости от региона, геодинамических обстановок, условий и механизмов, определяющих вещественное преобразование пород. Иногда роль структурного фактора прямая, как в случае образования новых объемов метаморфических и гранитизированных пород Южного Тянь-Шаня или Карельского массива [Леонов М., 1996; Леонов и др., 2000]; иногда опосредованная, например при формировании гранитно-купольных ареалов в зоне сдвигания коры за счет образования коллизионных покровно-надвиговых структур /О.М. Розен, В.С. Федоровский/ (см. рис. 3.4.11) или в аккреционных структурах континентальных окраин Тихого океана /С.Д. Соколов, М.В. Лучицкая/.

В частности, при описании вертикальной миграции раздела «фундамент–чехол» подчеркивалось, что она обусловлена не только вещественными, но и структурными преобразованиями пород чехольных комплексов, которые в конечном итоге приобретают реологические свойства пород фундамента. Осадочные и вулканические породы весьма податливы к воздействию процессов, вызывающих их структурно-вещественную перестройку, которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией (сиализацией) в условиях проявления «сквозной кинематики при высоких дифференциальных напряжениях» [Вопросы..., 1961] и реидной деформации. Процесс протекает одинаково (хотя в деталях вариации могут быть значительны) в подвижных складчатых поясах и на ранних стадиях развития платформ. Его результатом является гомогенизация петроструктурно-реологических параметров фундамента и чехла, затушевание их первичных взаимоотношений и смещение вверх по разрезу земной коры «физической» границы «фундамент–чехол». Приуроченность этих явлений к границам пород с разными физическими свойствами и внутренне неоднородным толщам [Колодяжный и др., 1996; Леонов и др., 1995] не случайна: реологическая контрастность способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига (в механическом смысле), которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией. Ранее было показано [Леонов, Кожухарова, 1990; Леонов и др., 1995], что при метаморфизме в условиях хрупкопластического течения вещественные преобразования контролируются механохимическими факто-

рами. Известно также, что Si-K-метасоматоз, следы которого фиксируются в указанных районах, связан с проявлением пластических деформаций (текучестью горных пород) [Ициксон, 1970]. Петрографически доказаны одновременность и единство деформации, перекристаллизации и метасоматоза, что свидетельствует о тесном взаимопереплетении механохимических и кристаллизационных явлений [Иванкин, 1985]. При этом химические процессы в обстановке «давление + сдвиг» при наличии водных флюидов приводят к разогреву, метаморфизму и гранитизации горных пород. Этот вывод перекликается с данными о том, что «...гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей» [Летников и др., 2000, с. 5]. В том или ином выражении тектонический фактор присутствует всегда, вплоть до проявления «механического плавления», при котором порода, не переходя в термодинамический расплав, «будет обладать всеми свойствами квазирасплава и характеризоваться в целом нулевым сопротивлением сдвигу» [Летников, 1995, с. 262–263]. Способность породных масс к пластическому течению (реидной деформации) во многих случаях является неотъемлемой частью процессов преобразования вещества. Существенную роль здесь играют механохимические эффекты, которые приводят к вещественным трансформациям за счет энергии механических процессов.

Кроме того, показано /Л.Е. Яковлев, Б.Г. Поляк/, что метаморфические процессы имеют тенденцию к самопроизвольному ускорению и углублению за счет хемогенных и термических деформаций. При этом хемогенная дезинтеграция пород, особенно интенсивная в условиях стресса, значительно способствует усилению подвижности гранитизирующих флюидов. «Гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей» [Летников и др., 2000, с. 5]. Мысль о высокой структурно-магматической подвижности вещества глубоких горизонтов коры подчеркивал и Ю.Г. Леонов, который указывал, что она (подвижность) служит общим фоном или даже *обязательным условием* (курсив мой. – М.Л.) развития процессов вертикальной аккреции. Этот тезис подтвержден на примере аккреционных призм /Н.П. Чамов/, в пределах которых наиболее интенсивные вещественные трансформации испытывают породы в зонах повышенной тектонизации. Из сказанного следует, что деформация – это не только следствие определенного напряженного состояния и реологии среды, но и фактор созидания консолидированного гранитно-метаморфического слоя. Приобретение породами определенных петроструктурно-реологических характеристик составляет вторую главную черту вертикальной аккреции.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Не вызывает сомнений утверждение, что формирование гранитно-метаморфического слоя – процесс сложный и многофакторный. При этом, как можно было видеть из рассмотренного выше материала, принципиально значимыми являются процессы, протекающие на границах различных слоев земной коры и отражающие взаимодействие их между собой, а также про-

цессы на контакте корового слоя с атмосферно-гидросферной оболочкой и с верхней мантией /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк, М.Г. Леонов и Ю.Г. Леонов, Г.Е. Некрасов/. При этом границы между оболочками – это высокоградиентные разделы (петроструктурные, реологические, геохимические, энергетические), само существование которых предопределяет реализацию многих геологических процессов, в том числе и тех, которые отражают одно из самых фундаментальных геологических явлений – сиализацию вещества Земли и формирование гранитно-метаморфического слоя. И хотя понятие вертикальной аккреции имеет тектонический смысл, отражает оно «геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийного основного состава к кислым – коровым» /В.И. Виноградов/.

В соответствии с таким подходом, отталкиваясь от фундаментальных работ В.И. Вернадского, Н.М. Синицина, С. Тейлора, Я. Белевцева, Т. Уиттена, Б. Чаппела и некоторых других исследователей и учитывая современные данные, коллективом ученых Геологического института РАН *сформулирована парадигма становления сиалического слоя континентов как парадигма «вертикальной аккреции земной коры», суть которой заключена в признании прогрессивного наращивания консолидированной коры и (или) изменения ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек и слоев Земли. Вертикальная аккреция осуществляется в результате перехода пород из одной оболочки литосферы в другую вследствие их структурно-вещественных (физико-химических) преобразований и изменения петрофизических свойств; она приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе.*

Концепция вертикальной аккреции является логическим развитием сформулированной ранее в Геологическом институте РАН идеи о тектонической расслоенности литосферы Земли. У истоков этой концепции стояли академики А.В. Пейве и Ю.М. Пушаровский.

Процесс вертикальной аккреции имеет глобальное значение, но при этом независимо от способа реализации он проявляется дискретно в пространстве, во времени и только при наличии соответствующих условий. Одно из обязательных условий – существование «первичного» оболочечно-го строения или возникновение в результате тектонических процессов (субдукция, коллизия, аккреция) структурно-вещественной расслоенности и, соответственно, наличие граничных разделов. Структурные и вещественные преобразования могут иметь место на различных уровнях земной коры, а также на ее нижней и верхней границах. Если интенсивность преобразований превосходит некоторые пороговые значения, возникает радикальное изменение петрофизических и реологических свойств горных пород и смещение (перескок) физических (петроструктурно-реологических) границ по разрезу земной коры. Это приводит к переходу пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их новых физических характеристик, т.е. к вертикальной аккреции /М.Г. Леонов и С.Ю. Колодяжный, Г.Е. Некрасов, Л.Е. Яковлев и Б.Г. Поляк, В.И. Виноградов, М.Г. Леонов и Ю.Г. Леонов/ (рис. 3.4.15, см. вклейку).

Вертикальная аккреция может осуществляться и не в столь явном виде – без перехода пород из одной оболочки в другую, а за счет прогрессивного процесса сиализации (гранитизации, кратонизации) со сдвигом валового состава пород в сторону консолидированной гранитной коры и с приобретением соответствующих реологических свойств /М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный/. При этом происходит не только изменение состава пород, но и увеличение общего объема породной массы [Летников, 2000].

В конечном итоге происходит прогрессивная сиализация (гранитизация) исходных (зачастую мафических) горных масс. «Гранитизация» – это совокупность процессов, приводящих к возникновению породных сообществ, включающих то или иное количество пород собственно гранитного ряда. «Сиализация» – понятие более общее и соответствует совокупности процессов, при которых валовые минералогический и химический составы пород смещаются в сторону состава собственно сиалического слоя. К этой категории процессов могут быть отнесены базальтовый [Вертикальная..., 2000; Леонов М., 1988] и более кислый вулканизм (магматизм), практически все виды метаморфизма, метасоматическая переработка, эпигенетические и метагенетические процессы, осадочный процесс, изменение химического состава океанской воды и пр. Сиализация и гранитизация могут проявляться относительно самостоятельно, но могут быть тесно взаимосвязаны и переплетены, дополняя друг друга. Результат их, в конечном итоге, сходен – это дебазификация вещества и его гомогенизация, повышение кристалличности (в случае метаморфической переработки осадочных отложений), приобретение горными породами определенных реологических характеристик. В принципе, процесс сиализации и гранитизации сопровождается однотипно направленными изменениями химического состава: постепенным возрастанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и уменьшением содержания всех мафических компонентов в сравнении с породами субстрата. Гранитизация, по-видимому, не является следствием гранитоидного магматизма, а, напротив, – гранитоидный магматизм является конечным проявлением процесса объемной метасоматической гранитизации с возникновением малых объемов расплавов. Гранитизация – подготовительный процесс по отношению к последующему плавлению, которое может и не реализоваться в зависимости от уровня зрелости изначальной структуры и геодинамического режима литосферного блока [Летников и др., 1988, с. 14]. Породы гранитного ряда являются крайним и наиболее совершенным выражением структурно-вещественного преобразования пород и гомогенизации литосферы.

Основной тенденцией при образовании гранитно-метаморфического слоя является петрогенетическая тенденция к обогащению пород гранитофильными элементами. Но понятие вертикальной аккреции отражает не только геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийных (основного состава) к коровым (кислого состава). В структурно-тектоническом аспекте не менее важным критерием вхождения пород в состав консолидированного слоя являются реологические свойства горных масс [Леонов М., 2001; Леонов М., Леонов Ю., 2002], отражающие их способность к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к «рейдной деформации», так как именно объемное тектоническое течение (во всем многообразии форм его проявления) – основная и наиболее харак-

терная форма реализации тектонической жизни консолидированной коры, тесно связанная с процессами ее вещественной трансформации.

Процесс физико-химической, минералогической и породной перестройки, обуславливающий вертикальное аккремирование земной коры и возникновение сиалического слоя, происходит в две стадии: «подготовительную» и, используя терминологию В.И. Виноградова, «продвинутую». «Подготовительная» стадия отражает процесс общего раскисления исходного мантийного и корового материала, которое связано с разнообразными процессами, «продвинутая» – с проявлением процесса гранитизации (во всем его многообразии), т.е. с формированием пород, имеющих средний валовый состав и реологию, отвечающих среднему валовому составу и реологии гранитно-метаморфического слоя. «Продвинутая» стадия формирования сиала как бы очевидна, «подготовительная» (соответствующая стадии «сиализации») – менее уловимая категория, и ее нужно прокомментировать подробнее.

Большое значение на подготовительном этапе вертикальной аккреции имеет внутриплитный (внутриокеанический и внутриконтинентальный) базальтоидный вулканизм. Во-первых, в некоторых внутриплитных обстановках за счет проявления основного вулканизма происходит существенное (в 2–3 раза) утолщение базальтового слоя, что само по себе является фактором вертикальной аккреции /А.А. Щипанский, А.В. Артамонов, Б.П. Золотарев/. Во-вторых, валовый химический состав базальтов сдвинут в сторону некоторой «сиализации» в сравнении с исходным составом вещества мантии и астеносферы, а также происходит увеличение щелочности пород и обогащение их некогерентными элементами, т.е. налицо некоторая вещественная трансформация горных масс, обусловленная эволюцией эндогенного очага. В-третьих, новые массы базальтов при взаимодействии с водой и в зонах интенсивной структурно-вещественной переработки могут служить исходным веществом для формирования сиалического слоя земной коры и гранитных выплавов /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев, Б.Г. Поляк/.

Объем вулканитов в пределах океанических плато достигает гигантских размеров /А.А. Щипанский/, а в современных разрезах земной коры они представлены весьма скромно. Согласно А.А. Щипанскому, базальтовые плато не могут быть затянуты в зоны субдукции. И, принимая во внимание данные о преобразовании базальтов в результате их взаимодействия с водой и наличия М-инфильтрации /В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев/, а также данные о возможной 3D-гранитизации основных пород в зонах пластической деформации, можно полагать, что значительная часть этих пород претерпела полную переработку и вошла в состав гранитно-метаморфического слоя. Существенную роль в вертикальном аккремировании корового слоя играют и континентальные траппы /С.А. Куренков/, но неясно, будут ли они в конечном итоге переработаны и включены в состав гранитно-метаморфического слоя или они знаменуют начало процесса базификации.

Подготовительная стадия вещественной трансформации осуществляется в разных геодинамических обстановках: в пределах различных структур океанического дна, в аккреционных призмах переходных зон, в пограничных областях океан–континент, на континентах. При этом в областях развития океанической коры и в аккреционных призмах происходит лишь начальная

«примитивная» сиализация горных масс. Более того, поскольку значительная часть вулканогенных и осадочных пород океанической коры сгружается в области аккреционных призм, а общая сиализация вещества океанической коры, по-видимому, невелика, материал, способный в сколько-нибудь значительной степени спровоцировать выплавление больших объемов сиалического материала, в зоны субдукции, вероятно, просто не попадает. Можно полагать, что именно поэтому в переходных зонах и не формируется зрелая гранитно-метаморфическая кора.

В то же время, в переходных зонах «океан–континент» и зонах палеоколлизии вертикальная аккреция справедливо рассматривается /С.Д. Соколов, Б.М. Розен, В.С. Федоровский/ как одно из следствий коллизионной (аккреционной) геодинамики. И все же коллизионные процессы сами по себе не приводят напрямую к формированию консолидированного гранитно-метаморфического слоя. С.Д. Соколов различает механизмы латеральной и вертикальной аккреции. Латеральная аккреция и субдукция лишь подготавливают условия (тектоническое совмещение литопластин) для проявления аккреции вертикальной, т.е. для формирования собственно сиалического слоя земной коры и проявления тоналит-трондьемитового (плагιοгранитного) магматизма в зоне перехода океан–континент представляют собой начальные стадии формирования коры континентального типа. В.С. Федоровский и О.М. Розен также указывают, что вертикальное аккретирование вначале происходит за счет тектонического утолщения коры (коллизия) и только после этого в результате термического и вещественного взаимодействия этих оболочек между собой (а также и при подъеме геоизотерм, генерированном мантийными глубинами) включаются процессы массового гранитообразования, отражающие собственно вертикальную аккрецию гранитно-метаморфического слоя континентальной коры, т.е. формирование тектонической расслоенности верхней коры – одно из главных условий локализации гранито-гнейсовых ареалов. Равным образом, в пределах аккреционных призм выделяется «фронтальная» (латеральная) и «базальная» (вертикальная) аккреция /Н.П. Чамов/. «Базальная» аккреция и все процессы, с ней связанные, возникают только после формирования плоскости базального срыва и возникновения двух слоев, им разделенных.

Таким образом, латеральная аккреция не приводит к формированию зрелого гранитно-метаморфического слоя, а отражает лишь подготовительную стадию этого процесса. Приведенные данные позволяют предположить, что океаническая кора не способна напрямую продуцировать сколько-нибудь существенные массы кислого материала, отвечающего по составу гранитному слою. Но океаническая кора продуцирует исходный материал для последующей его кратонизации.

Становление коры континентального типа обеспечивается разными процессами, и, кроме физико-химического (минералогического, петрологического, геохимического) преобразования вещества, существенную роль в вертикальном аккретировании земной коры играют процессы тектонического совмещения литопластин, а также вулканизм и магматизм /С.Д. Соколов/. Кроме упомянутого выше основного вулканизма океанических и палеоокеанических базальтовых плато и континентальных траппов, большую роль, по-видимому, играют квазистационарные расплавные горизонты, воз-

никающие в тектонически утолщенном коровом слое коллизионных зон /В.С. Федоровский, О.М. Розен/. Существенен вклад мантийных расплавов, поступающих в зону раздела кора–мантия в процессе расслоения коры на «гранитную» и «базальтовую» оболочки /Г.Е. Некрасов/.

\* \* \*

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении материал (изложенный в этой главе и содержащийся в упомянутых выше монографиях) убеждает: вертикальная аккреция земной коры – явление реальное и широко распространенное. Оно проявлено в пределах кор континентального, океанического и переходного типов и осуществляется за счет комплекса структурно-вещественных (физико-химических) трансформаций горных пород в зоне взаимодействия литосферных слоев и околотитосферных оболочек: верхней мантии и нижней коры, нижней и верхней кор, гранитно-метаморфического слоя и плитного чехла, верхнекорового слоя и гидросферной и атмосферной оболочек.

Вертикальная аккреция определяется тремя фундаментальными параметрами: одним – причинным и двумя – следственными. *Причинный параметр*: наличие оболочечного строения Земли (включая расслоенную структуру земной коры) и условий физико-химического взаимодействия оболочек (слоев). *Следственные параметры*: 1 – трансформация вещественного состава пород с тенденцией к обогащению гранитофильными элементами; 2 – трансформация реологических характеристик пород с тенденцией к приобретению свойств, обеспечивающих возможность объемной реидной деформации.

Вертикальная аккреция приводит к возникновению новообразованных объемов консолидированной коры (см. рис. 3.4.15, см. вклейку) и нарушению казалось бы естественной последовательности событий на верхней границе консолидированного слоя – сначала образование консолидированной коры, потом чехла. В результате процессов вертикальной аккреции возникают иные соотношения: консолидированная кора первой генерации (фундамент) ⇒ чехол ⇒ консолидированная кора второй генерации (возникшая за счет переработки пород чехла) ⇒ новый чехол и т.д. (рис. 3.4.16, см. вклейку). Процесс может периодически возобновляться. Равным образом эти рассуждения могут быть отнесены и к зоне взаимодействия верхней мантии и нижнекорового слоя. В конечном итоге происходит «омоложение» основных петроструктурно-реологических разделов земной коры (таких, как разделы «кора–мантия» и «фундамент–чехол») и изменение их позиции в разрезе земных слоев и оболочек.

Заканчивая главу, нужно отметить еще одно важное обстоятельство, подчеркнутое С.Д. Соколовым [1992]. Существующие модели становления континентальной коры (коллизионная, аккреционная, андезитовая, аллохтонно-автохтонная и пр.) неплохо объясняют общие закономерности формирования коры континентальных окраин, но сталкиваются со значительными трудностями при объяснении становления коры собственно континентального типа. В этом плане представление о вертикальной аккреции, учитывающее фундаментальные свойства строения литосферы и проявления физико-химического взаимодействия ее слоев и оболочек, открывает реальную перспективу познания совокупности механизмов, обеспечивающих создание континентальной литосферы.

- Бородин Л.С.* Петрохимическая эволюция архейской континентальной коры // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 4. С. 79–90.
- Бородин Л.С.* Оценка химического состава и петрохимическая эволюция верхней континентальной коры // Геохимия. 1999. № 8. С. 813–825.
- Бородин Л.С.* Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 3–26.
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Борукаев Ч.Б.* Структура литосферных плит в архее. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1996. 59 с.
- Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 339 с.
- Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект / Ред. Ю.Г. Леонов. М. ГЕОС, 2000. 202 с.
- Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 462 с.
- Вопросы геохронологии и геологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 316 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Геохимическая эволюция гранитоидов и история литосферы. М.: Наука, 1993. 269 с.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 7–9.
- Ициксон Г.В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
- Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Проблемы геологии гранитного слоя // Геотектоника. 1979. № 2. С. 69–79.
- Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 1. С. 14–29.
- Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязкопластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Там же. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 15–30.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1988. С. 5–16.
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с.
- Леонов М.Г.* Геодинамика Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 31–53.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Там же. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.
- Леонов М.Г.* Структурно-метаморфическая «стратификация» кристаллических пород и ее значение для познания вертикального разреза земной коры // Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы III Всерос. совещ. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 145–147.
- Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М.Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Леонов М.Г., Кожухарова Е.* Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.

- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Очерки постаршейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. О понятии «консолидированная кора» и ее границах // Литосфера. 2002. № 4. С. 3–21.
- Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
- Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Там же. 1993. № 5. С. 4–15.
- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектонические срывы в области границы Мохоровичича в континентальной и океанической литосфере // Новые идеи в науках о Земле. М., 2000. С. 46–55.
- Летников Ф.А. Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов. М.: Недра, 1995. С. 257–275.
- Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.
- Летников Ф.А., Бальшеев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
- Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 46–57.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Никишин А.М. Обсуждение ранней истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 57–62.
- Петрографический словарь / Под ред. Г.Д. Афанасьева, В.П. Петрова, Е. Устиева. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
- Пуцаровский Ю.М. Сейсмография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 518–522.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 181 с.
- Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Свиридеко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
- Синицин В.М. Сналь: Историко-геологические аспекты. Л.: Недра, 1972. 168 с.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Каряжско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 479).
- Сомин М.Л. Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 198–202.

- Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М.* Континентальная кора: состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 312 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов / Рус. пер. под ред. Л.П. Зоненшайна. Т. 1. М.: Мир, 1977. 286 с.
- Хаин В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И.* Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли // Геотектоника. 1982. № 6. С. 25–37.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.
- Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 497).
- Armstrong R.L.* Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on near-steady-state non-continental-growth // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1981. Vol. 301, N 1461. P. 443–472.
- Berthelsen A.* Europe's tectonic accretion and the intraplate origin of the Tornquist zone // II Intern. conf. on basement tectonics. Potsdam, 1994. P. 15–18.
- Bois Ch.* Orogenic belts and sedimentary basins: Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images // Bull. Soc. Géol. France. 1993. Vol. 164, N 3. P. 327–342.
- Fife W.S.* The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient spot tectonics // Chem. Geol. 1978. Vol. 23, N 1. P. 89–114.
- Guitard G.* La structure du Massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales // Bull. Soc. Géol. France. 1959. Vol. 6, N 3. P. 907–924.
- Kirby S.H., Kronenberg A.K.* Rheology of the lithosphere: Selected topics // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25, N 6. P. 1219–1244.
- Lowman P.D.* Comparative planetology and the origin of continental crust // Precambrian Res. 1989. Vol. 44, N 3/4. P. 171–195.
- Pandey O.P., Agrawal P.K.* Lithospheric mantle deformation beneath the Indian Cratons // J. Geol. 1999. Vol. 107. P. 683–692.

## МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА

There is no doubt nowadays in the presence of oil and gas pools in crystalline rocks. Nearly 450 hydrocarbons reservoirs of economic value have been discovered in basement rocks. Accumulation of hydrocarbons in consolidated crust is controlled, other things being equal, first by availability of buried hills in the crystalline (commonly granitic) basement, and secondly by a high extent of the rocks tectonic disintegration and associated dilatancy effect. A model of hydrocarbons accumulation within the crystalline basement is put forward based on the established behavior of crystalline rocks during their structural-compositional reworking with due consideration of constraints predictable by the granulated rock mechanics and mechanochemistry. The model well consistent with known data of petroleum geology is as explained in brief below.

Core complexes of positive morphostructures, which emerge and develop over a long period in plate areas of the platforms, are composed of disintegrated (granulated) rocks of the crystalline or fold-metamorphic basement, being overlain on flanks and top by sedimentary deposits of the platform cover. A comparatively high porosity and permeability of core complexes increase, when the structures grow. These complexes are surrounded by the pressure, decompression and intake gradient zones. Rocks of sedimentary cover draping the morphostructures are in contrast under conditions of compression and high fluid pressure because of counteraction of gravity and arching forces. In such a situation, it is reasonable to suggest that hydrocarbons, if they have been buried in lower horizons of sedimentary cover, should migrate from compacting sediments into distended rocks of crystalline basement, forming there hydrocarbons accumulation of various ranks. This mechanism of hydrocarbons redistribution seems to be especially effective in the case of granite massifs, which can be easily subjected to structural-compositional reworking during formation of crystalline diapirs and protrusions that is confirmed by practice of petroleum geology. Phenomena of M-infiltration and vertical accretion of consolidated crust (see respective chapters of the book) also create conditions favorable for emergence of hydrocarbon accumulations.

Нефтегазоносность кристаллических пород не вызывает сомнений, и проблема нахождения углеводородов в породах кристаллического фундамента широко обсуждается (например, [Арешев и др., 1997; Генезис..., 2003; Георесурсы..., 2003; Дружинин, 2000; Запывалов и др., 1996; Иванов и др., 2007; Коробов, Коробова, 2005; Коробов и др., 2005; Мартынова, 2002; Муслимов, 2003; Нефтегазоносность..., 2002; Порфирьев, 1987; Ситдикова, Изотов, 2003; Шнип, 2005; и мн. др.]). Как следует из перечисленных публикаций, уже к концу прошлого века насчитывалось более 200 месторождений углеводородов, связанных с породами кристаллического фундамента. В пределах фундамента выявлено около 450 нефтегазовых месторождений и порядка 100 из них разрабатывается в промышленных масштабах, и фундамент рассматривается как один из самостоятельных объектов поисковых работ на углеводородное сырье. Нефтегазоносность пород фундамента отмечена в платформенных областях: в докембрийском фундаменте (Мид-Континент США, Северная Африка, Бразилия), в палеозойском фундаменте (Венесуэла, Западная Сибирь), в межгорных впадинах (Калифорния, Па-

нонский бассейн, Китай), в пределах шельфа окраинных морей (Зондский шельф). При этом около 60% месторождений сконцентрировано в кристаллических породах. Из них 29% – в метаморфитах и 32,5% – в гранитах (рис. 3.5.1, см. вклейку; 3.5.2, см. вклейку). В целом, согласно мировым данным, наиболее часто скопления углеводородов приурочены к положительным морфоструктурам гранитного состава с повышенной трещиноватостью при весьма малой пористости вмещающих пород.

Сразу оговорюсь, что проблема происхождения углеводородов – биогенного или абиогенного – здесь не рассматривается. По этому вопросу существуют различные точки зрения, и все они так или иначе аргументированы, что свидетельствует о возможной множественности решений. В этом разделе будет обсужден лишь один аспект общей проблемы газо- и нефтенакопления, связанный с формированием ловушек (резервуаров) углеводородов в кристаллических породах консолидированного фундамента, прежде всего в пределах гранитоидных массивов.

## РЕГИОНАЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ

**Скандинавский щит.** В Центральной Швеции на глубине порядка 7500 м сейсморазведкой обнаружена зона разуплотненных пород. Для проверки природы этой зоны была заложена глубокая поисковая скважина Гравберг-1. В процессе бурения и испытаний были получены водород, гелий, метан и другие углеводородные газы, а с глубины около 6 км поднята пастообразная субстанция – смесь тонкодисперсного магнетита и легкой нефти. Магнетит генетически связан с жизнедеятельностью бактерий. В течение двух месяцев из скважины подняли около 15 м<sup>3</sup> нефти, более 10 т магнетит-нефтяной массы и 150 т высокоминерализованной воды. Глубинная природа нефтепродуктов у геологов сомнений не вызвала, так как содержащиеся в ней асфальтены отсутствовали в буровом растворе и не могли попасть в ствол скважины в результате технического засорения. Скважина вскрыла также породы гранитного состава с обильными выделениями вторичного кальцита в трещиноватых гранитах. Кальцит идентифицирован как продукт реакции метана с некоторыми минеральными компонентами гранитов. Вторая скважина дала приток нефти с глубины 2000 м. Таким образом, в глубинных горизонтах Скандинавского щита в интенсивно катаклазированных породах гранитного состава обнаружены реальные проявления концентрации углеводородов.

**Западная Сибирь** (см. рис. 3.5.2, А, см. вклейку). Имеющиеся геологические, буровые и геофизические данные свидетельствуют, что породы доюрского фундамента Западной Сибири регионально нефтегазоносны [Арешев и др., 1997; Дружинин, 2000; Запивалов и др., 1996; Иванов и др., 2007; Коробов, Коробова, 2005; Коробов и др., 2005]. Выявлен ряд критериев, контролирующих формирование и размещение углеводородов на данной территории, среди них: расположение месторождений в блоках земной коры, в основном с пониженной основностью, обусловленной процессом гранитизации, или в пограничных зонах контрастного строения; специфическая структура земной коры, свидетельствующая об активных термодинамических и флюидных процессах, которые шли параллельно с гранитизацией; интенсивная

структурная переработка кристаллических пород; преимущественная приуроченность скоплений углеводородов к породам гранитного состава и купольным морфоструктурам.

Одной из главных потенциально нефтегазоносных структур Западной Сибири является Зауральское поднятие, которое наряду с Восточно-Уральским вмещает основной объем продуктов гранитоидного магматизма. Им соответствуют обширные минимумы силы тяжести. Гранитно-сланцевая ось Зауральского поднятия включает ряд структур второго порядка, а именно Краснolenинскую, Шаимско-Кузнецовскую, Шадринскую структурно-формационные зоны. В пределах Шадринской зоны расположены ультракристаллические блоки, соответствующие крупным гранитным массивам. Зафиксированы значительные вертикальные смещения фундамента с амплитудой до 3 км, а также мощные зоны гранитизации, которые прослеживаются до глубин порядка 30 км. В частности, в пределах Смолинской площади (рис. 3.5.3, см. вклейку), по данным ГСЗ, установлен крупный гранитоидный массив (Смолинский, или Буткинский) с содержанием  $\text{SiO}_2$  до 68%, который подвержен крупномасштабной гранитизации с конечным формированием собственно гранитного тела мощностью до 4–6 км и площадью до 5000 км<sup>2</sup>. Кровля массива имеет сложный рельеф с образованием глубоких врезов, заполненных осадочными породами мощностью до 0,5–2 км. Отмечена значительная внутренняя тектоническая переработка массива. Он рассматривается как один из потенциальных объектов для разведки на углеводородное сырье, что основано на вполне реальных предпосылках.

В доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты выделены системы палеорифтов, выполненных юрскими и более молодыми осадками. В подавляющем большинстве месторождений, где поднят керн фундамента, зафиксированы проявления нефти и газа. Доюрский фундамент представлен «собственно фундаментом», который сложен магматическими и метаморфическими породами, и промежуточным комплексом, который представлен слабометаморфизованными (не выше зеленосланцевой фации) вулканогенными и осадочными породами. Палеорифты расчленены внутренними поднятиями фундамента, часто ограниченными разломами. Этим поднятиям в ряде случаев отвечают риолитовые экструзии, прорывающие нижне-среднетриасовые базальты верхней части доюрского фундамента. Экструзивные купола образуют положительные морфоструктуры фундамента (рис. 3.5.4, см. вклейку), которые отчетливо выражены в геофизических (прежде всего гравиметрических и магнитометрических) полях. Понижение плотности в пределах куполов достигает 0,8 г/см<sup>3</sup>, а возникновение магнитных аномалий связано с разложением первичного магнетита.

Внедрение риолитовых экструзий произошло в нижнем–среднем триасе. Позднее, на рубеже верхней юры и мела, в результате активной тектонической деятельности породы фундамента и чехла были раздроблены и пронизаны сеткой многочисленных дизъюнктивных нарушений, которые, однако, не проходят выше подошвы нижнемеловых отложений. Породы дополнительно подверглись интенсивным гипогенным (гидротермальным) изменениям. Зоны наибольшей раздробленности приурочены к породам гранитного состава и центральным частям экструзивных тел, где породы в силу развивающихся здесь процессов фельдшпатизации и кислотного выщелачи-

вания становятся наиболее хрупкими. При этом максимальные перепады давления создаются в центральных частях кислых экструзивных куполов, которые являются зонами концентрации напряжений. Наложенные гипогенные гидротермальные процессы развиваются в зонах повышенной деструкции кислых пород и создают локальные резервуары, ограниченные плотными и менее проницаемыми породами. В результате возникают геобарические депрессии, формируются ловушки жильного типа и вследствие горизонтальной фильтрации происходит засасывание углеводородов в гидротермально-жильные резервуары [Иванов и др., 2007; Коробов, Коробова, 2005]. Залежи образуются в горстообразных выступах фундамента, и ловушки в кристаллических породах образуют сообщающийся резервуар с чехольным комплексом.

**Татарский свод.** Татарский свод, описание которого базируется на опубликованных работах [Арешев и др., 1997; Изотов и др., 2003; Ситдикова, Изотов, 2002], относится к системе поднятий Восточной части Русской плиты и является основной нефтекон-тролирующей структурой Волго-Уральской нефтяной провинции (рис. 3.5.5, см. вклейку). Формирование этой морфоструктуры фундамента связано с заложением в теле Восточно-Европейской платформы позднепротерозойской системы сводовых поднятий и рифтогенных прогибов. Вскрытый фундамент представлен породами архейского возраста: гранито-гнейсами, гнейсами, кристаллическими сланцами и магнетит-гранит-пироксеновыми породами. Структура Татарского свода обычно рассматривается как горстовая, однако в плане она имеет сглаженные округлые очертания, что свидетельствует не только о разломно-блоковой, но и об объемной хрупкопластической деформации пород, слагающих фундамент.

Породы Татарского свода подвержены интенсивной деструкции. Они разбиты многочисленными трещинами, милонитизированы, катаклазированы, разуплотнены. В зонах микротрещиноватости и дробления присутствуют битумоиды. С глубиной интенсивность трещиноватости и битуминозность пород возрастают. Одной из особенностей внутренней структуры фундамента является наличие субгоризонтальных зон деструкции, которые рассматриваются как зоны срыва тектонических пластин в теле кристаллического основания. Они вскрыты бурением и зарегистрированы сейсмическими методами. Их формирование происходило многоактно и продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствуют «свежие» дислокации пород фундамента [Изотов и др., 2003; Ситдикова, Изотов, 2002]. Протяженность таких зон до нескольких километров. Зоны деструкции выполнены метастабильными минералого-петрографическими комплексами, которые активно реагируют на изменение физико-химических условий развития. Анализ минеральных ассоциаций и структурно-текстурных особенностей позволил выделить два типа деструкции, периодически чередующихся во времени и в пространстве – компрессионный и декомпрессионный, формирование которых связано с изменяющимися полями напряжений. Компрессионная стадия развития (начальная), которую авторы связывают с этапами геодинамической активности Татарского свода, характеризуется проявлением катаклаза и милонитизации. Образуются клиновидные структуры (см. рис. 3.5.4, в, см. вклейку), деформации сплющивания с дроблением горных пород по микротрещинам скольжения (см. рис. 3.5.4, г, см. вклейку). Процесс сопровожда-

ется вращением, перемещением и измельчением (диспергацией) обломков без существенного изменения их химического состава. Происходит активная миграция флюидов, что отражено в наличии газово-жидких включений в кварце. В декомпрессионные стадии (в декомпрессионных объемах) происходит снятие напряжений и увеличивается степень раскрытия пор и трещин. Деформация пород сопровождается катаклизмом минеральных зерен кварца (см. рис. 3.5.4, д, см. вклейку), плагиоклаза и калишпата, изгибанием и разрывом чешуек биотита и гидротермальной переработкой вещества. Раскрытые трещины выполняются вторичными минералами: гидрослюдами, хлоритом, каолинитом и пр. (см. рис. 3.5.4, е, см. вклейку). Декомпрессионным обстановкам свойственно формирование рудных минералов, которые являются индикаторами окислительно-восстановительного режима гидротермальных флюидов. В эту стадию (в этих объемах) происходит активное раскрытие трещин вплоть до формирования «сыпучки» (суперколлекторы). Зоны деструкции в верхних горизонтах фундамента превращены в бластомилониты и представляют собой монолитную кирасу. Максимум же концентрации зон деструкции приурочен к глубинам 5–7 км, и они сложены «сыпучими» породами, так как вследствие постоянных подвижек породы не успевают цементироваться.

Формирование структуры, по мнению упомянутых выше авторов, объясняется общим горизонтальным растяжением, которое периодически сменяется этапами горизонтального сжатия. Периодическая смена полей напряжений в теле фундамента способствует периодическому раскрытию (декомпрессии) и закрытию (компрессии) зон деструкции, что является основным механизмом пульсационно-последовательной перекачки углеводородсодержащих флюидов из зон компрессии в зоны декомпрессии.

**Южный Мангышлак (Казахстан).** В пределах Южно-Мангышлакского нефтегазоносного района расположена структура Оймаша, представляющая собой купол размером  $3,3 \times 5,4$  км, сложенный палеозойскими гранитами (см. рис. 3.5.2, Б см. вклейку). В пределах центрального приподнятого блока на глубине 3600–3800 м в 1981 г. была открыта промышленная залежь нефти. Описание структуры дано по данным Е.Г. Арешева с соавторами [1997] и В.И. Попкова [2002]. Куполу соответствует морфоструктурная аномалия, близкая к кольцевой, которая хорошо выделяется на аэрофотоснимках и топокартах, что свидетельствует о существовании тектонических подвижек в новейшее время. Отрицательная аномалия поля силы тяжести и данные аэромагнитной съемки подтверждают наличие приподнятого сиалического блока.

Все пробуренные в районе скважины, дошедшие до гранитного фундамента, вскрыли в доюрском основании зоны трещиноватости. Трещиноватость неравномерно распределена по латерали и глубине и часто приурочена к тектоническим нарушениям. Неизменные граниты чередуются с катаклазированными и милонитизированными разностями. Мощность зон дробления может достигать значительной величины – более 250 м. Залежи нефти установлены в отложениях нижней юры, триаса и гранитах фундамента. При этом промышленные притоки нефти (около 80% общего притока) были получены именно из трещиноватых гранитов центрального приподнятого блока. На основе анализа морфоструктурных и структурных данных было сделано предположение о приуроченности скоплений углеводородов к субпластовым зонам дезинтеграции и разуплотнения гранитов.

Возникновение зон дезинтеграции в регионе связывается с явлениями термоусадки [Попков, 2002], однако тезис этот весьма не однозначен. Трещины термоусадки образуют упорядоченный рисунок, который хорошо изучен (например, [Ажгирей, 1966]) и который не отвечает геометрии и объемному расположению трещиноватости гранитных массивов. Тем более, что основная масса тектонических дислокаций в катаклазированных гранитах возникла, как было показано в Главе 2.1, уже в холодном их состоянии. Кроме того, в возникновении зон дезинтеграции и деструкции большую роль играют процессы пластической деформации, объемного катаклаза, флюидно-метаморфические и пр. Противоречит «термоусадочной» гипотезе и тот факт, что максимальные притоки нефти получены из центральных частей гранитных массивов и их наиболее кислых дериватов. Более того, установлено, что дезинтеграция проявляется в условиях не только декомпрессии, но и компрессии и в несколько этапов. Тем не менее, роль термоусадки нельзя сбрасывать со счетов полностью – она могла играть роль механизма первичной делимости пород, на фоне которой развивалось вторичное тектоническое дробление и другие структурно-вещественные процессы.

**Белый Тигр (Вьетнам).** Одним из районов, где углеводороды обнаружены в кристаллических породах фундамента, является Зондский шельф Юго-Восточной Азии. Рассмотрим месторождение Белый Тигр (рис. 3.5.6, см. вклейку) которое приурочено к крупной положительной морфоструктуре фундамента, расположенной в центральной части Меконгской впадины и именуемой Центральным поднятием. Описание месторождения основано на данных Е.Г. Арешева с соавторами [1997]. Структура представляет собой горст (22 × 6 км), ограниченный разломами, однако рисунок изогипс внутри горста обрисовывает округлые формы поверхности кровли фундамента, хотя и нарушенные разломами. Сходная картина наблюдается и на других месторождениях региона, в частности на месторождении Дракон. Фундамент месторождения Белый Тигр представлен различными гранитоидами: нормальными гранитами, гранодиоритами, лейкодиоритами и пр. Возраст гранитоидов нижняя юра – верхний мел.

Фундамент перекрыт отложениями кайнозоя (от верхнего эоцена до плейстоцена включительно), мощность которых изменяется от 3 км в апикальных частях поднятий до 10 км в депрессиях. Разрез сложен преимущественно терригенно-глинистыми породами континентальных, озерно-болотных и мелководноморских фаций с редкими горизонтами и дайками диабазовых, базальтовых и трахибазальтовых порфиритов. Интересно отметить, что разрез начинается с базального горизонта конгломератов, брекчий с обломками гранитоидов и переотложенных кор выветривания. На базальном горизонте в центральной части залегают верхнеолигоценовые отложения, а в пределах южной и северной частей – отложения нижнего олигоцена. Фиксируются региональные угловые несогласия между фундаментом и породами кайнозоя, между нижним и верхним олигоценом, между олигоценом и миоценом и в верхах миоцена. При этом своды структуры Белый Тигр практически по всем горизонтам совпадают с наиболее приподнятыми частями морфоструктуры. Эти факты свидетельствуют о постепенном росте гранитного выступа, а не о разовом транспорте тектонической пластины или серии

пластин. В последнем случае в окружающих отложениях должны были образоваться толщи гравитационных и тектоно-гравитационных микститов. Они же, судя по имеющимся данным, в разрезе отсутствуют. Горстовое строение прослеживается по образованиям нижнего олигоцена. Более высокие горизонты чехла образуют антиклинальную штамповую складку. Эти закономерности находятся в определенном противоречии с точкой зрения о том, что горстообразный выступ фундамента является тектонической пластиной, смещенной под действием гравитационных сил с растущего где-то рядом поднятия.

В тектоническом строении месторождения велико значение разломной тектоники. Разломы рассекают породы фундамента и осадочного чехла до среднемиоценовых включительно и играют значительную роль в формировании коллекторов в фундаменте (прежде всего) и породах олигоцена. Разломы сопровождаются образованием зон повышенной трещиноватости, катаклаза и милонитизации (см. рис.3.5.4, а, б). Трещины имеют самую разнообразную ориентацию. Иногда преобладают вертикальные и субвертикальные, иногда пологие и субгоризонтальные. Порода в зонах трещиноватости превращена в щебенку с величиной обломков 3–8 см. Мощность зон более 2 м. Зоны катаклаза и милонитизации представлены раздробленными и перетертыми породами мощностью до 10–30 см. Встречены зеркала скольжения. Трещины зияющие или заполнены минералами гидротермального происхождения. Зоны трещиноватости, которые обладают значительной пустотностью, перемежаются с массивами малопроницаемых пород, т.е. породы имеют брекчиевидно-блоковое строение.

Нефтяные залежи приурочены к кристаллическим породам кислого состава: гранитам, гранодиоритам, лейкодiorитам, особенно к тем их разновидностям, которые подвержены интенсивным вторичным структурным и относительно низкотемпературным вещественным преобразованиям (цеолитизации, каолинитизации, кальцитизации). Нефтегазоносность, хотя и несколько уменьшается с глубиной, прослежена на всю толщу гранитов, вскрытых скважинами до глубин порядка 1500–2000 м.

Итак, рассмотрение фактического материала по нефтегазоносности фундамента непреложно свидетельствует о существовании многочисленных и часто богатых залежей углеводородов в породах кристаллического фундамента и, прежде всего, в гранитах. Тем не менее в вопросе о механизмах формирования подобных коллекторов наши знания пока не продвинулись дальше самых общих представлений и умозрительных схем. Проблема, несомненно, нуждается в обсуждении, тем более, что разведка и поиски месторождений углеводородов в пределах фундамента молодых и древних платформ, а также некоторых других геоструктур – вопрос ближайшей перспективы.

## **ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ**

Среди факторов, определяющих коллекторские свойства фундамента, называют автометасоматоз, контракционную усадку, постмагматические гидротермально-пневматолитовые процессы, тектоно-кессонный эффект, тектонические процессы (например, [Арешев и др., 1997; Изотов и др., 2003; Коробов, Коробова, 2005; Осипов, 1974; Поспелов, 2005]).

*Автометасоматоз* развит во всех типах гранитоидов независимо от глубины их нахождения. Эти процессы не приводят к формированию сколько-нибудь значительного пустотного пространства, однако способствуют некоторому разрыхлению пород, таким образом облегчая ход их последующей переработки.

*Контракционная усадка*, по некоторым оценкам, приводит к уменьшению объема остывающего тела на 8–9% от первоначального. Некая доля общей усадки при этом приходится на контракционную пустотность – от 2–3% [Осипов, 1974, 1982] до 8% [Попков, 2002] от общего объема остывающего массива. Легко видеть возникающее здесь противоречие: уменьшение объема массива в процессе остывания имеет тот же порядок величин, что и увеличение внутренней пористости (внутреннего объема). Для сглаживания такого противоречия приходится привлекать дополнительные факторы и механизмы. Так, предложен [Арешев и др., 1997] механизм неравномерного застывания массива, когда пограничная с вмещающими породами зона закалки остывает очень быстро и создает жесткую раму, препятствующую уменьшению внешних размеров гранитного тела. Во внутренних частях массива застывание идет более медленными темпами, что сопровождается уменьшением объема и формированием каверн, трещин [Шнип, 2005]. Однако зоны закалки во многих гранитных массивах чрезвычайно тонки и не превышают десятков сантиметров, реже достигая нескольких метров. Вряд ли такая корка может выдержать внутренние напряжения, возникающие во время контракционного сжатия. Более того, в процессе остывания зияющие трещины формируются в основном по периферии гранитного тела, внутри же него существует область компрессионного сжатия и притертые трещины скалывания. Как показывает изучение куполов Казахстана и Западной Сибири (см. выше), наиболее раздробленные объемы, содержащие углеводороды, приурочены к центральным частям гранитных массивов. Не находит объяснения с изложенных позиций и субгоризонтальная ориентировка зон дезинтеграции, что подчеркивают и некоторые авторы [Арешев и др., 1997]. Таким образом, можно думать, что механизм термоусадки безусловно имеет место в создании пористого пространства в гранитных массивах. Он, как и *автометасоматоз*, способствует возникновению первичной объемной дезинтеграции и является одним из ее механизмов.

*Гидротермально-пневматолитовые процессы* действуют во время остывания гранитов и могут продолжаться после его окончания долгое время. В качестве коллекторообразующего фактора циркулирующие флюиды оказывают следующее воздействие на горные породы: растворяют минеральные индивиды и сообщества; в результате химических реакций приводят к формированию более рыхлых агрегатов, обладающих пористостью; увеличивают пустотность пород при гидроразрывах.

*Тектоно-кессонный эффект* имеет место при переходе того или иного объема горных пород, стабильных в условиях определенного интервала физических параметров, в условия, отличающиеся от первоначальных [Павлов, 1992]. В данном случае речь идет прежде всего о снижении параметра литостатического давления. Снятие давления с массива приводит к его коллапсу, увеличению объема и растрескиванию.

*Гипергенные процессы* отражены главным образом в образовании кор выветривания, которые характеризуются повышенной пористостью и раздробленностью пород. Коры выветривания имеют незначительные объемы, сохраняются далеко не повсеместно и не имеют большого значения для понимания механизма общей раздробленности гранитных тел, содержащих скопления углеводородного сырья.

Таким образом, формирование коллекторов в пределах гранитных массивов – процесс многофакторный. Но скопления в консолидированной коре углеводородного сырья контролируются, кроме прочих, двумя основными факторами, которые присутствуют обязательно [Арешев и др., 1997; Дружинин, 2000; Иванов и др., 2007; Киреев, 2001; Коробов, Коробова, 2005; Лобусев, 2001; Мартынова, 2002; Муслимов, 2003; Ситдикова, Изотов, 2002]: 1 – наличием погребенных выступов кристаллического (чаще всего гранитного) фундамента (*hugged hills*); 2 – высокой степенью тектонической дезинтеграции пород и связанным с ней дилатансионным эффектом.

Из материалов, изложенных в предыдущих главах, можно было видеть, что неотъемлемой составляющей процессов, ответственных за вторичную структурную переработку горных масс фундамента, является также объемное тектоническое течение, или реидная деформация. Установлены механизмы структурной и структурно-вещественной переработки пород, обеспечивающие внутреннюю подвижность фундамента и его объемную деформацию (англ.: 3D-deformation): пластическая деформация, хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация, меланжирование, дезинтеграция и катаклаз, динамическая рекристаллизация, течение гранулированных сред. 3D-деформация делает возможным перераспределение пород фундамента в пространстве и формирование структур типа диапиров и кристаллических протрузий. Возникновение первых связано с плотностной инверсией, вторых – с вязкостной инверсией [Паталаха, 1971]. В результате протрузивного процесса происходит тектоническое выжимание более текучих тел в направлении областей с меньшим литостатическим давлением, т.е. по направлению к дневной поверхности, и формирование положительных морфоструктур фундамента. Эти вопросы подробно рассмотрены в Главах 2.1; 2.2. Характерной чертой всех механизмов перестройки породных масс в процессе деформации является их *дезинтеграция* или *повышение кристаллическости* пород. В обоих случаях происходит *грануляция* горных пород. Важной особенностью дискретной среды является также относительное вращение (перекачивание) гранул (кристаллов, зерен, блоков), которое приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию, масштаб деформаций и способствует уменьшению эффективного угла трения, что интерпретируется как проявление сверхпластичности. В процессе деформирования породной массы проявляется процесс дилатансии (увеличения объема и разрыхления). Особенно интенсивно механизм дилатансионной переупаковки выражен при пластическом течении дискретных сред. Дилатансия не только способствует уменьшению трения между частицами и, соответственно, облегчает их относительное проскальзывание, но и приводит к увеличению объема горных пород. Последнее явление вызывает интенсификацию процессов перемещения, «внедрения» разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел.

Процессы деформации, связанные с вышерассмотренными механизмами, сопровождаются измельчением вещества (диспергацией) [Молчанов, 1967; Поспелов, 1972], которая происходит за счет механического дробления, перекристаллизации (грануляции), частичного подплавления. Зачастую проявлен процесс автодиспергации, который связан, кроме других причин, с пластической деформацией. При этом происходит «вскипание» дислокаций, возникновение многочисленных пустот, размножение и укрупнение пор. В результате поровая проницаемость резко увеличивается, возникают системы трещин и автобрекчирование. Как показано в эксперименте [Поспелов, 1972], при наложении на литостатическую нагрузку ориентированного давления, обеспечивающего пластическую деформацию, происходит увеличение объема вещества, которое в условиях однонаправленного давления может достигать 20%. Диспергированные среды обладают резко повышенной химической активностью, что делает возможным ход многих реакций и преобразований при РТ-параметрах значительно более низких, чем в недиспергированных системах [Молчанов, 1967]. В частности, в процессе диспергации углеродсодержащих минеральных веществ в присутствии воды и катализаторов, к которым относятся кварц и полевой шпат (гранитные компоненты!), происходит синтез углеводородов и формируются их газовая и жидкая фазы.

Выявленные закономерности позволяют предложить модель формирования углеводородных залежей в теле кристаллического цоколя, которая хорошо согласуется с известными данными нефтяной геологии [Арешев и др., 1997; Нефтегазоносность..., 2002]. В результате описанных выше структурно-тектонических процессов в теле плитных участков платформ зарождаются и развиваются долгоживущие положительные морфоструктуры, ядра которых выполнены дезинтегрированными (гранулированными) породами кристаллического или складчато-метаморфического цоколя, а крылья и покрывка – осадочными отложениями плитного чехла. Породы фундамента обладают повышенной, а с ростом поднятия – все возрастающей проницаемостью и пористостью. Эти объемы являются областями перепада давления, декомпрессии и всасывания. Осадочные породы чехла, облегающие свод, напротив, находятся в условиях сжатия и повышенного флюидного давления, реализующихся за счет действия встречных сил гравитации и напора растущего купола. И если породы нижних горизонтов чехла являлись углеводородсодержащими, то естественен процесс их «перетока» из осадочных толщ в разуплотненные кристаллические породы фундамента, где они и образуют более или менее крупные скопления. Для проявления такого механизма формирования залежей углеводородов особенно благоприятны гранитные массивы, которые легко подвергаются структурно-вещественной переработке в процессе формирования кристаллических диапиров и протрузий [Леонов М., 2001], что подтверждено практикой нефтяной геологии [Нефтегазоносность..., 2002]. Существенное значение для создания условий, благоприятных для возникновения скоплений углеводородов, имеют явления М-инfiltrации [Яковлев, 1998] и вертикального аккретирования консолидированной коры, связанного с входением в состав фундамента отложений осадочного чехла, преобразованных в результате структурно-вещественной переработки породных масс (см. Главу 3.4 и [Вертикальная..., 2002]).

Таким образом, описанные явления – становление сопряженных долго живущих морфоструктур фундамента; деформационные механизмы, приводящие к разуплотнению и грануляции горных масс; процессы вертикальной аккреции, или перехода горных масс из одной оболочки (осадочной) в другую (фундамент); возникновение скоплений углеводородного сырья в кристаллических породах – являются членами сложного парагенеза, отражающего единство и взаимообусловленность структурных и вещественных преобразований горных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 364 с.
- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л.* и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.
- Вертикальная аккреция земной коры: Факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. 462 с.
- Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. 462 с.
- Георесурсы. 2003. № 4. 48 с.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5–22.
- Дружинин В.С.* Оценка нефтегазоносности территории Свердловской области на основе глубинных критериев // Урал. геофиз. сб. 2000, № 1. С. 61–66.
- Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Шилина Е.В.* Геофизические исследования кристаллического фундамента Южно-Татарского свода в районе Ново-Елоховской сверхглубокой скважины // Там же. 2005, № 8. С. 38–43.
- Запичалов Н.П., Абросимова О.О., Рыжкова С.П.* Нефтегазоносность палеозоя Западной Сибири, особенности прогнозирования и поисков залежей нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. М.: 1996, № 8–9. С. 5–9.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Клец А.Г.* и др. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние тенденций и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: Зап. СибНИИ ГГ. 2007. С. 49–56.
- Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х.* Геодинамическая модель миграции углеводородных флюидов в кристаллическом фундаменте древних платформ // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 124.
- Киреев Ф.А.* О возможном механизме формирования залежей нефти в гранитном фундаменте осадочных бассейнов // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. С. 33–34.
- Кисин А.Ю., Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* О возможном генезисе углеводородов над выступами кристаллического фундамента платформ // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 143–145.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Гидротермальные процессы в погребенных палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении пород фундамента нефтью // Геология нефти и газа. 2005, № 3. С. 37–45.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И.* Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита) // Отечест. геология. 2005, № 4. С. 3–9.
- Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
- Лобусев А.В., Силантьев Ю.Б., Халошина Т.О.* и др. Углеводородные системы фундамента осадочных пород // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 33–34.
- Мартынова И.И.* Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте на основе мирового опыта открытий месторождений углеводородов в породах кристаллического фундамента // Там же. 2002. С. 51–57.

- Молчанов В.И.* Попыты по синтезу углеводов при тонком измельчении минеральных веществ в воде // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 5.
- Молчанов В.И.* Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
- Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л.* Тонкое диспергирование горных пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма // Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29-41.
- Муслимов Р.Х.* Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов – резерв пополнения ресурсов углеводородного сырья в XXI веке // Георесурсы. 2003, № 4 (12). С. 2–5.
- Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов.* М.: РГУ нефти и газа, 2002. 302 с.
- Осипов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
- Осипов М.А.* Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 223 с.
- Павлов Н.Д.* Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсолевых отложений Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1992. Вып. 2. С. 7–14.
- Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях. Вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971, № 4. С. 15–20.
- Поляков А.С.* Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 60 с.
- Попков В.И.* Оймашинское нефтяное месторождение и перспективы обнаружения новых скоплений УВ в фундаменте юго-запада Туранской плиты // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: Рос. гос. университет нефти и газа, 2002. С. 161–172.
- Порфирьев В.Б.* Природа нефти, газа и ископаемых углей // Абиогенная нефть. Т. 2. Киев: Наукова думка, 1987. С. 78–103.
- Поспелов В.В.* Петрофизическая модель и фильтрационно-емкостные свойства пород фундамента южного шельфа Вьетнама по керновым данным // Актуальные проблемы геологии нефти и газа. М.: Нефть и газ. 2005. С. 175–186.
- Поспелов Г.Л.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972, № 12. С. 53–73.
- Сизых Вал.И., Семенов Р.М., Павленов В.А., Вит.И. Сизых.* Структурно-тектонический контроль скоплений углеводородов южной окраины Сибирской платформы, впадин байкальского и забайкальского типов // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 304–306.
- Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.* Геодинамические условия формирования деструктивных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // Георесурсы. 2002. № 4(12). С. 17–22.
- Шнип О.А.* Методика поисков скоплений нефти и газа в фундаменте // Актуальные проблемы геологии нефти и газа. М.: ФГУП. Нефть и газ. 2005. С. 187–195.
- Яковлев Л.Е.* Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1998. 198 с.

## ПОСЛЕСЛОВИЕ

Эта книга подводит итог многолетним исследованиям в области изучения тектоники консолидированной коры континентов. В основу книги легли материалы моих личных наблюдений, которые получены во время детальных полевых работ, проводимых мной в различных регионах и в пределах разнообразных геологических обстановок. Личные наблюдения были дополнены обширными литературными данными, анализ которых позволил прийти к ряду фундаментальных заключений и выводов.

В то же время совершенно очевидно, что столь многоплановая работа не могла бы быть осуществлена без участия в исследованиях коллектива лаборатории Тектоники консолидированной коры, руководить которой я имею удовольствие и честь, без широкого обсуждения проблемы с сотрудниками Геологического института РАН и других учреждений, без сторонней финансовой поддержки.

Я выражаю искреннюю благодарность сотрудникам лаборатории Тектоники консолидированной коры Д.С. Зыкову, С.Ю. Колодяжному и А.В. Полещуку, участие которых в разработке проблемы обеспечило не только получение оригинального фактического материала, но и возникновение новых идей и разработок. Также я выражаю признательность сотрудникам ГИН РАН А.В. Артамонову, В.И. Виноградову, Ю.А. Воложу, В.Г. Ганелину, Б.П. Золотареву, В.И. Копорулину, С.А. Куренкову (†), А.В. Лукьянову, В.Б. Курносову, Ю.Г. Леонову, М.В. Лучицкой, Г.Е. Некрасову, Б.Г. Поляку, Ю.М. Пушаровскому, О.М. Розену, С.В. Руженцеву, Г.Н.Савельевой, С.Д. Соколову, В.С. Федоровскому, Н.П. Чамову, А.Е. Шлезингеру, А.А. Щипанскому, Л.Е. Яковлеву (†), а также другим моим друзьям и коллегам, с которыми в разные годы мне приходилось обсуждать проблемы тектоники консолидированной коры: М.А. Гончарову, А.Д. Лукашову (†), Ф.П. Митрофанову, Ю.А. Морозову, В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца (†), В.М. Ненахову, Л.М. Расцветаеву, А.И. Световой, С.А. Светову, Е.В. Склярову, М.Л. Сомину, Ю.Й. Сыстре, В.В. Травину, А.А. Ярошевскому и многим другим ученым.

Особенно хочу отметить поддержку Российского фонда фундаментальных исследований, без финансовой помощи которого осуществление этой работы было бы практически невозможным (проекты 93-05-9125, 96-05-64412, 99-05-65366, 01-05-64281, 03-05-99401, 04-05-64148). Существенная поддержка была оказана также со стороны научных школ академика Ю.Г. Леонова, финансируемых МИНОБРНАУКИ РФ, и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция Цент-

рально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту». Всем этим учреждениям и ведомствам я приношу искреннюю благодарность. Хочу подчеркнуть также, что отдельные элементы концепции тектоники консолидированной коры были отмечены в перечне важнейших итогов деятельности Российской академии наук за 2001 г., а также удостоены Премии Международной академической издательской компании «Наука–Интерпериодика» за лучшую публикацию 2002 г. в издаваемых ею журналах.

Я полагаю, что нет необходимости повторять те положения и выводы, которые получены в результате проведенного исследования – все они содержатся в соответствующих главах и разделах этой монографии. Хочу только подчеркнуть, что в этой книге я постарался обратить внимание на некоторые факты и закономерности, которые важны для понимания структурно-тектонической эволюции корового слоя континентов и дать представление об их геологическом выражении в разных геоструктурах и геодинамических обстановках. Главный вывод, который следует из рассмотренного материала и который – хотелось бы – найдет отклик не только в сердцах и душах геологов, но и в их практической деятельности, следующий: *парадигма внутренней объемной мобильности (неустойчивости) консолидированной земной коры – в смысле перманентно-дискретных преобразований ее структуры, вещества и объема на всем протяжении геологической истории – должна стать одной из основ тех построений, которые затрагивают проблемы геодинамики конкретных структур, континентов и Земли в целом.*

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	5
----------------	---

## *Часть первая*

### **РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА КОНСОЛИДИРОВАННОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

---

<i>Глава 1.1.</i> Родопский массив (Балканы) .....	24
<i>Глава 1.2.</i> Мендересский массив (Анатолия) .....	30
<i>Глава 1.3.</i> Дзирульский массив (Грузия) .....	32
<i>Глава 1.4.</i> Карельский массив (Балтийский щит) .....	39
<i>Глава 1.5.</i> Гиссаро-Алайская горная покровно-складчатая область (Южный Тянь-Шань) .....	120
<i>Глава 1.6.</i> Центрально-Гиссарский батолит (Южный Тянь-Шань) .....	161

## *Часть вторая*

### **ОБЪЕМНАЯ (3D) ПОДВИЖНОСТЬ И МЕХАНИЗМЫ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

---

<i>Глава 2.1.</i> Структуры протыкания (диапиры и протрузии) .....	165
<i>Глава 2.2.</i> Структурные признаки и механизмы 3D-подвижности горных масс фундамента, реидная деформация .....	229
<i>Глава 2.3.</i> Релаксационный метаморфизм .....	259
<i>Глава 2.4.</i> Деформация гранулированных сред .....	299

## *Часть третья*

### **НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОДИНАМИКИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ**

---

<i>Глава 3.1.</i> Внутриплитные отрицательные морфоструктуры .....	326
<i>Глава 3.2.</i> Горизонтальные протрузии (плито-потоки) в структуре литосферы Земли .....	346
<i>Глава 3.3.</i> Некоторые общие закономерности формирования тектонических плито-потоков .....	397
<i>Глава 3.4.</i> Вертикальная аккреция земной коры .....	410
<i>Глава 3.5.</i> Модель формирования залежей углеводородов в кристаллических породах фундамента .....	441
Послесловие .....	453

# CONTENTS

Introduction .....	5
--------------------	---

## *Part I*

### REGIONAL TECTONICS OF THE CONSOLIDATED EARTH'S CRUST

---

<i>Chapter 1.1.</i> Rodop massif (Balkans) .....	24
<i>Chapter 1.2.</i> Menderes massif (Anatolia) .....	30
<i>Chapter 1.3.</i> Dzirula massif (Georgia) .....	32
<i>Chapter 1.4.</i> The Karelian massif (the Baltic Shield) .....	39
<i>Chapter 1.5.</i> Gissar-Alay folded areas (Southern Tien Shan) .....	120
<i>Chapter 1.6.</i> Central Gissar batholite (Southern Tien Shan) .....	161

## *Part II*

### THREE-DIMENSION (3D) MOBILITY OF ROCK MASSES AND MECHANISMS OF STRUCTURAL-MATERIAL REWORKING OF THE CONSOLIDATED EARTH'S CRUST

---

<i>Chapter 2.1.</i> «Piercing-structures» (diapers and protrusion) .....	165
<i>Chapter 2.2.</i> Signs of the rock masses (3D)-mobility and mechanisms of rocks structural-material reworking, reid deformation .....	229
<i>Chapter 2.3.</i> Relax-metamorphism .....	259
<i>Chapter 2.4.</i> Granular substances Deformation .....	299

## *Part III*

### CERTAIN FUNDAMENTAL REGULARITIES OF THE CONSOLIDATED CRUST GEODYNAMICS

---

<i>Chapter 3.1.</i> Intraplate negative morphostructures of the Earth's crust.....	326
<i>Chapter 3.2.</i> Horizontal protrusions (flowing layers) within the Earth's lithosphere .....	346
<i>Chapter 3.3.</i> Some general regularities of flowing layers formation .....	397
<i>Chapter 3.4.</i> Vertical accretion of the consolidated Earth's crust .....	410
<i>Chapter 3.5.</i> Model of the oil reservoir formation in the crystal basement rocks .....	441
Conclusion .....	453

**R e s p o n s i b l e   E d i t o r**  
Dr. Sc. (geology and mineralogy) *Yu.O. Gavrilov*

**E d i t o r i a l   B o a r d:**  
*M.G. Leonov* (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*,  
*Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief), *K.E. Degtyarev*,  
*Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*,  
*S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*

**R e v i e w e r s:**  
Dr. Sc. (geology and mineralogy) *S.Yu. Kolodiazhny*,  
Corresponding Member of RAS *E.V. Skliarov*

**Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. of RAS – Moscow :**  
Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. – Moscow : Nauka,  
1964–. – ISSN 0002-3272.

**Vol. 575 : Tectonics of the consolidated crust / M.G. Leonov ;**  
[ed. by Yu.O. Gavrilov]. – 2008. – 457 p. – ISBN 978-5-02-035780-8 (in cloth).

In the book the wide spectrum of the questions connected to studying of the consolidated earth's crust within the limits of young and ancient platforms, folded belts, crystallin massifs, intracratonic orogens is considered. The historical review of representations about the consolidated crust is given; concepts «the consolidated crust» and «basement» are formulated; mechanisms of structural-material processing of the basement rock masses on the plate stages and during tectonic activation are described; models of geodynamic evolution of some large regions are offered. On the basis of the concrete geosystems studying and their comparative analysis the characteristic features of structural-material and geodynamic evolution of the consolidated crust are of continents are revealed. The new positions concerning the form of tectonic movements, formations of specific regional structural ensembles, also the formation of sialic layer new volumes are formulated. A model of hydrocarbonic collectors formation in the crystalline basement is proposed. The book is the first capital work on tectonics of the consolidated crust and has no analogues neither in domestic, nor in the foreign literature.

For a wide range of experts on geotectonics and geodynamics, professors high schools, post-graduate students and students.

Научное издание

**Леонов Михаил Георгиевич**

**ТЕКТОНИКА  
КОНСОЛИДИРОВАННОЙ  
КОРЫ**

*Труды Геологического института РАН*

*Вып. 575*

*Утверждено к печати  
Редакционной коллегией  
Геологического института  
Российской академии наук*

*Зав. редакцией М.В. Грачева*

*Редактор И.С. Власов*

*Художник Ю.И. Духовская*

*Художественный редактор В.Ю. Яковлев*

*Технический редактор Э.Б. Павлюк*

*Корректоры А.Б. Васильев, Р.В. Молоканова*

Подписано к печати 05.05.2008  
Формат 70 × 100 1/16. Гарнитура Таймс  
Печать офсетная  
Усл.печ.л. 42,4. Усл.кр.-отг. 56,5. Уч.-изд.л. 42,5  
Тип. зак. 3270

Издательство «Наука»  
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90  
E-mail: [secret@naukaran.ru](mailto:secret@naukaran.ru)  
[www.naukaran.ru](http://www.naukaran.ru)

Отпечатано с готовых диапозитивов  
в ГУП «Типография «Наука»  
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12