

Мало кто знает  
Как много надо знать,  
Чтобы знать,  
Как мало мы знаем.  
(Восточный афоризм).

© Д. чл. УАГН Ю. Д. Панков

## ГЕНЕЗИС ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ И ИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

г. Екатеринбург, ул. Мельковская, 2 б, кв. 18

### Автореферат

Дан анализ состояния проблем генезиса гнейсовых куполов (ГК) и генезиса развитых в них железистых кварцитов (ЖК). В основе работы лежит изучение истории минеральных парагенезисов ГК и ЖК.

Показано, что почти все месторождения ЖК мира залегают в ГК, где развиты во всех метаморфических фациях. Решена проблема генезиса ГК. Все они закономерно образуются в структурах эвгеосинклинального типа и формируются в два этапа – плагиогранитный и гранитный. Выделены неокаймленные ГК (НГК) и описан их генотип. Доказана метасоматическая природа всех генетически изученных месторождений ЖК, которые обычно связаны с плагиогранитным этапом в ГК и замещает главным образом ультрабазиты. Описана околорудная метасоматическая зональность месторождений ЖК. Показано, что аналогичная зональность развита на месторождениях железорудных магнезиальных скарнов, где зона собственно ЖК отсутствует или недоразвита. Генезис настоящих седиментогенных ЖК пока не доказан.

Y. D. Pankov  
GENESIS OF GNEISS DOMES AND THEIR FERRUGINOUS  
QUARTZITES.

### Abstract

The analysis of state of gneiss domes (GD) genesis problems and genesis of the ferruginous quartzites (FQ), developed in them is given. The work is based on learning histories of mineral parageneses.

Is shown, that almost all deposits of FQ in the world occur in GD, where are developed in all metamorphic facieses. The problem of genesis of GD is resolved. All of them are naturally formed in structures of eugeosynclinal type and are formed in two stages - plagiogranitic and granitic.

The unbordered gneiss domes (UGD) are allocated and their genotype is described. The metasomatic nature all of the genetically learnt deposits FQ is demonstrated, which one are usually connected to a plagiogranitic stage in GD and replace, mainly, ultrabasites. The wallrock alteration metasomatic zonality of deposits FQ is described. Is shown, that the similar zonality is developed on iron-ore magnesian skarns deposits, where the zone of own quartzites is absent or is underdeveloped. The genesis of the real sedimentogenic quartzites is not evidenced yet.

Железистые кварциты (ЖК) дают около 70 % мирового производства железных руд. Такая исключительная роль ЖК в экономике требует не только всестороннего изучения геологии месторождений, но и их генезиса, без чего невозможно рациональное направление поисково-разведочных работ и обоснованное прогнозирование. Между тем проблема ЖК еще далека от разрешения. Из-за стратиформности месторождений, особенно из-за характерной тонкой полосчатости, они традиционно считались седиментогенными [7, 23, 39, 73, 263, 270, 277, 278, 280]. Однако для все большего числа именно таких «седиментогенных» месторождений сейчас доказывается метасоматическая природа [51, 93, 95, 131, 146, 152, 177, 178, 234, 271]. Это установлено в частности для некоторых месторождений КМА [185, 237, 247], Кривого Рога [95, 229], Костомукшского месторождения Карелии [152, 234], месторождений Кольского полуострова [196, 233], Чарской глыбы Сибири [110], для всех уральских месторождений. Оказалось, что стратиформность их обусловлена стрессом. При этом выяснилось, что почти все метасоматические месторождения пространственно и генетически связаны (рис. 1, 2) с гнейсовыми куполами, среди которых выделяются окаймленные (ОГК) и неокаймленные (НГК), а также с отдельными мигматитовыми комплексами (МК), являющимися, как правило, частями ГК.

Анализ показал, что подавляющая часть оставшихся якобы «седиментогенных» месторождений, в том числе и таких крупнейших, как КМА [263], Кривого Рога [89], оз. Верхнего [280, 281], также приурочены к ГК (рис. 3-5). Возникает целый ряд вопросов. А есть ли среди этих оставшихся месторождений действительно седиментогенные? Или все они являются метасоматическими, как это считает Д. А. Михайлов [152]? Если есть, то каковы количественные соот-



Рис. 1. Схема геологического строения района Костомукшского месторождения железистых кварцитов [152].

1 – гнейсы, гранитогнейсы и граниты архейского фундамента, реоморфизованные в раннем протерозое; 2 – основные вулканиты и гипербазиты; 3 – биотит-амфиболовые, амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты, участками окварцованные и превращенные в кварц-амфибол-биотитовые и кварц-полевошпатовые полосчатые породы; 4 – железистые кварциты.

I – месторождение Костомукша; II – район месторождений Корпанга-Шурловаара.

ношения седиментогенных и метасоматических месторождений и как их различать? Ответ на эти вопросы имеет первостепенную научную и практическую значимость, так как методология научно-исследовательских и поисково-разведочных работ на седиментогенные и метасоматические железистые кварциты (МЖК) принципиально различна. Ясно, что прежде всего нужна разработка надежных критериев генетического расчленения месторождений. Очевидно также, что установление природы ЖК гнейсовых куполов невозможно без познания природы самих ГК. **По существу мы сталкиваемся с двумя важнейшими в научном и практическом отношении фундаментальными**

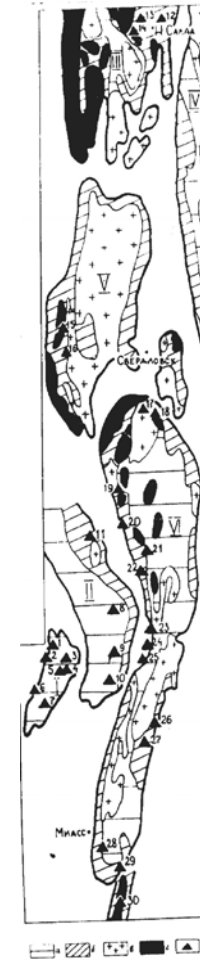


Рис. 2. Схема расположения месторождений железистых кварцитов Урала [131].

Гнейсовые купола и мигматитовые комплексы: I – Тараташский, II – Уфалейский, III – Салдинский, IV – Мурзинский, VI – Сысертский и Вишневогорско-Ильменогорский, V – Верх-Исетский.

а – мигматиты ядер гнейсовых куполов; б – сланцы и амфиболиты периферических частей куполов; в – граниты; г – серпентиниты; д – месторождения железистых кварцитов: 1 – Тахтинское, 2 – Ушатское, 3 – Шигирское, 4 – Куватальское, 5 – Западно-Лысогорское, 6 – Магнитный Ключ, 7 – Радостное, 8 – Маукское, 9 – Теплогорское, 10 – Уфимское, 11 – г. Лиственной, 12 – Усть-Шайтанское, 13 – Нижне-Салдинское, 14 – Верхне-Салдинское, 15 – Тарасовское, 16 – Мокрогорское, 17 – Горнощитская группа, 18 – Шабровская группа, 19 – Полдневское, 20 – Западно-Иткульское, 21 – Вязовское, 22 – Генеральское, 23 – Сидоркинское, 24 – Черемшанское, 25 – Золотогорское, 26 – Увильдинское, 27 – Южно-Горняцкое, 28 – Миасское, 29 – Игишское, 30 – Темирское.

проблемами – проблемой генезиса ЖК и проблемой генезиса ГК, широко развитых в гранит-зеленокаменных областях и эвгеосинклиналях самого различного возраста от катархей по мезозой включительно. Их мы выделяем как структуры эвгеосинклинального типа [178]. К сожалению, обе эти проблемы относятся к наиболее дискуссионным и запутанным в геологии.

Каковы же пути решения указанных проблем? Какова должна быть при этом оптимальная методология? Ответ на эти вопросы уже дали выдающиеся исследователи метаморфических и метасоматических процессов, и прежде всего И. Седерхольм, П. Эскола [265, 271, 272], А.А. Полканов [196], А. Н. Заварицкий [79], Д. С. Коржинский [100], Н. Г. Судовиков, оставившие образцы расшифровки генезиса различных метаморфических комплексов на основе последовательного применения историко-геологического метода. Взяв за основу их методологические принципы, автор сделал попытку решить названные две проблемы прежде всего на уральском материале с последующим привлечением данных по другим регионам мира.

Главное внимание в работе было уделено изучению генотипов месторождений ЖК и НГК с целью выяснения важнейших аспектов их истории и генезиса. **Громадная роль изучения генотипов в ускорении познания природы сложных геологических объектов была блестяще продемонстрирована П. Эскола [265, 272] на примере ОГК Северного Приладожья. За 50 лет после этого мало что было добавлено к его выводам.** В связи со сказанным по ОГК в работе приводится лишь минимум информации, а центр тяжести исследований при изучении генотипов НГК был обращен на выяснение недостающих звеньев их геологической истории, прежде всего процессов ранних стадий. По этой причине хорошо изученные процессы поздних стадий, в частности гранитная мигматизация в ГК, а также характеристика термодинамических условий метаморфизма и метасоматоза, что с исчерпывающей полнотой отражено в работах Д. С. Коржинского [100], А. А. Маракушева [142], В. А. Глебовицкого [46] и других исследователей, изложены кратко или не рассматриваются.

В работе затрагиваются различные вопросы развития не только ГК, но и окружающих их эвгеосинклиналей и зеленокаменных поясов. Это необходимо для более глубокого понимания природы ГК, так как их история тесно связана с процессами в указанных структурах. Более того, сами ГК, как это показывает анализ, являются следствием этих процессов.

С указанных позиций проблема генезиса ЖК ранее подробно рассматривалась автором [177, 178, 180, 182-185] и другими исследователями [8, 40, 51, 59, 87, 93, 95, 110, 131, 136, 146, 152, 185, 196, 209, 229,

7

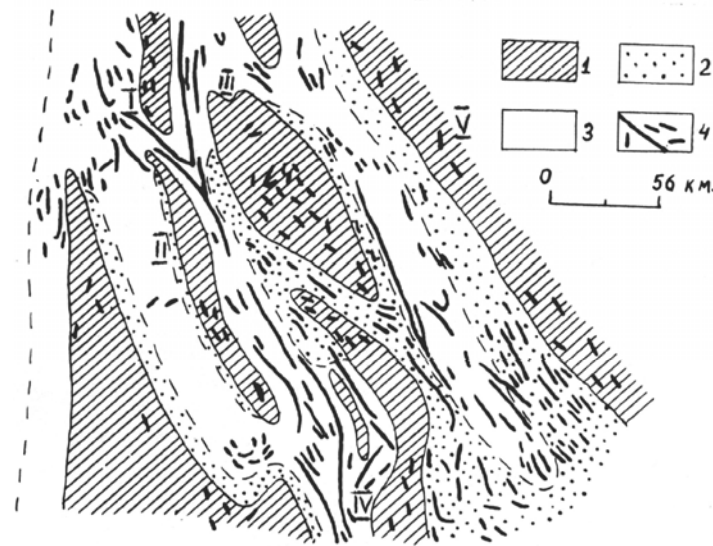


Рис. 3. Схема расположения гнейсовых куполов и железистых кварцитов КМА [263]

Гнейсовые купола: I – Комаричский, II – Сумской, III – Бесединский, IV – Бобрышевский, V – Западно-Воронежский.

1 – мигматиты, гнейсы и амфиболиты ядер гнейсовых куполов (обоянская серия, AR<sub>1</sub>), 2 – гнейсы «бортовых зон протерозойских трогов» (михайловская серия AR<sub>2</sub>), 3 – «шовные трог», сложенные терригенно-хемогенными толщами (курская серия, PR<sub>1</sub>), 4 – ЖК.

233, 234, 237, 247, 271], а также В. Н. Sjogren (1907), Ю.И. Половинкиной (1962), В.К. Ермаковым (1968), Г.П. Шаховым (1969), Л.А. Кондаковым (1973), В.Б. Болтыровым (1974), М.Л. Гельманом (1974), В.В. Ждановым (1974), П.В. Склярком (1974), Г.А. Глушковой (1976), И.Н. Локтиной (1978), И.С. Туркиным (1978), Л.И. Федоровской (1978), В.И. Козловым (1980), В.А. Рудником (1980), М.Н. Дэви (1981), М. Желязковой-Танайотовой (1985). Подробнее о них сказано в работах автора [166, 177, 178] и других публикациях. **Все эти исследователи пришли к выводу о метасоматической природе ЖК.** Поэтому здесь доказательства метасоматического генезиса ЖК сведены к минимуму. Приводятся лишь важнейшие положения генезиса и новые данные.\*

\* Более подробно проблема генезиса ГК и ЖК дана в докторской диссертации автора, хранящейся в отделе полезных ископаемых Уральского геологического музея. Там же приведены многочисленные анализы пород, руд и минералов, а также рисунки и фотографии.

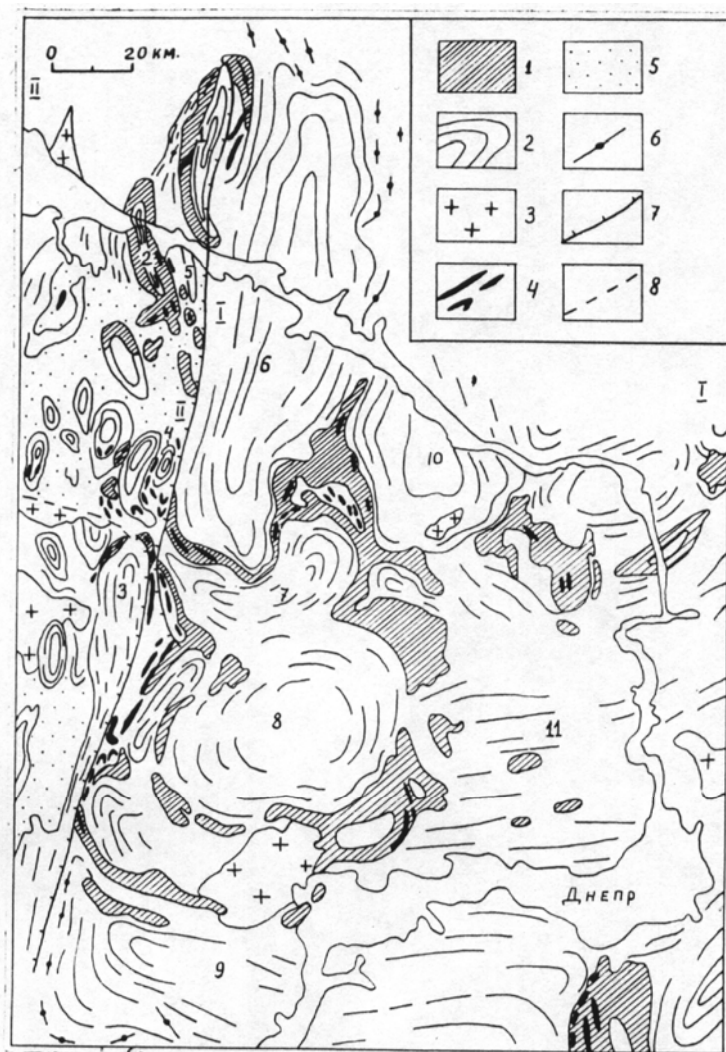


Рис. 4. Гнейсовые купола и связанные с ними железистые кварциты Большого Кривого Рога [89].

I – Приднепровская эвгеосинклиналь (AR), II – Западно-Ингулецкая парагеосинклинальная зона (PR<sub>1</sub>), I – метаморфизованная ультрабазит-базальтовая ассоциация (AR), 2 – плаггиомигматиты и плаггиограниты гнейсовых куполов (AR), 3 – существенно микроклиновые граниты (PR<sub>1</sub>), 4 – нерасчлененные (AR-PR<sub>1</sub>) железистые кварциты, 5 – нерасчлененные (AR-PR<sub>1</sub>) метаморфические породы, 6 – магнитные аномалии, 7 – глубинные разломы, 8 – разрывные нарушения; гнейсовые купола: I – Омельникский, 2 – Кременчугский, 3 – Ингулецкий, 4 – Зеленовский, 5 – Редутский, 6 – Пятихатский, 7 – Демурицкий, 8 – Саксаганский, 9 – Южный, 10 – Криничанский, II – Запорожское поднятие.

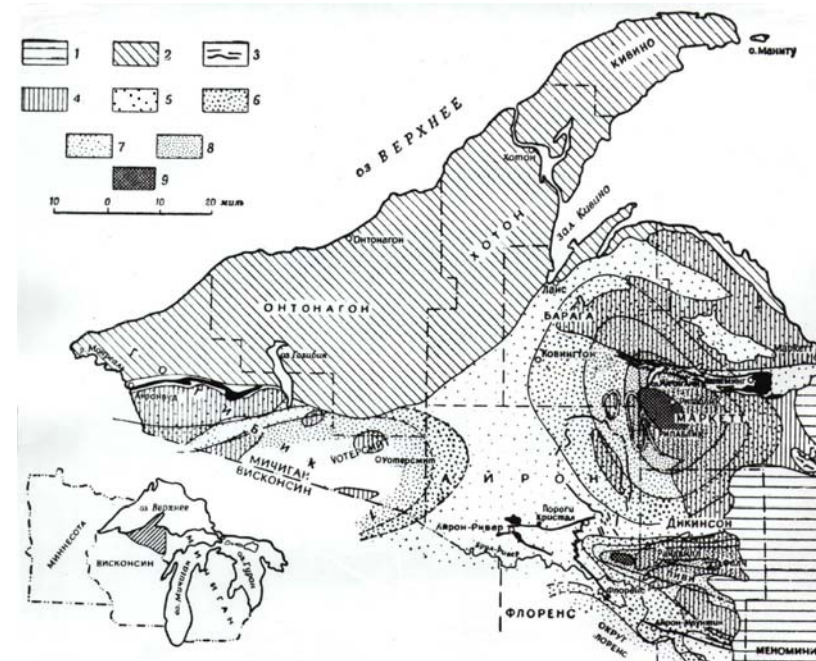


Рис. 5. Схематизированная геологическая карта северного Мичигана, показывающая связь железистых кварцитов с гнейсовыми куполами [281].

I – палеозой; 2 – верхний докембрий (Кивино), вероятно, частично кембрий; 3 – средний докембрий (Гурон), железистая формация выделена черным; 4 – нижний докембрий (архей); 5-9 – метаморфические зоны: 5 – хлоритовая, 6 – биотитовая, 7 – гранатовая, 8 – ставролитовая, 9 – силлиманитовая.

Проблема генезиса ГК является ключевой для понимания основных закономерностей формирования континентальной земной коры и представляет собой несоизмеримо более трудную задачу, чем установление природы ЖК. Кроме того, решение этой проблемы имеет важное значение для установления природы полезных ископаемых в ГК [181]. К ним, кроме ЖК, относятся мусковит, антофиллит-асбест, золото, уран, гранулированный кварц, горный хрусталь, алмазы, высокоглиноземистое и керамическое сырье, драгоценные и полудрагоценные камни, вермикулит. Наконец, без решения проблемы генезиса ГК невозможна разработка рациональной методики геологических съемок областей развития гнейсов и мигматитов.

Основными объектами исследований являлись дорифейский тарашский мигматитовый комплекс и палеозойские Вишневогорско-Ильменогорский (южная часть) и Ларинский НГК Восточно-Уральского поднятия. Здесь приводятся в основном лишь новые фак-

ты по этим структурам. На опубликованные ранее работы [73, 78, 241] даются ссылки. Автор принимал участие (геолог, начальник партии, ст. геолог) в детальной (масштаб 1:50 000 и крупнее) геологической съемке этих объектов и их окружения. Общая площадь съемки масштаба 1:50 000 – более 3000 кв. км, масштаба 1:10 000 – 80 кв. км. Кроме того, автором дважды произведена геологическая съемка карьера месторождения Радостного в масштабе 1:1 000 и в этом же масштабе – южной периклинали Ильменогорской антиклинали. В 1976-92 гг. автор работал в Институте геологии и геохимии Уральского отделения РАН. За это время им изучены Маукское, Теплогорское, Уфимское, Вязовское, Сидоркинское, Генеральское, Черемшанское, Западно-Иткульское и ряд других месторождений ЖК Урала. Менее детально при полевых исследованиях изучены Уфалейский, Салдинский, Мурзинский, Варламовский, Еремкинский и Талдыкский ГК, Александровский и кувашко-шумгинский мигматитовые комплексы. Другие ГК Урала изучены по публикациям и отчетам съемочных и разведочных партий.

Автор имел также возможность ознакомиться с некоторыми месторождениями ЖК Кривого Рога, КМА, Чарской группы Алданского щита, Джетымского района Киргизии, Оленегорского и Кировогорского месторождений Кольского полуострова. На некоторых из них (Приоскольское, Тарасовское, Курско-Бесединские месторождения КМА, Сакуканское месторождение Чарской группы, месторождения Джетымского района) изучены контактовые взаимоотношения ЖК с вмещающими породами и история минералообразования. Остальные сведения по ГК и ЖК этих и других регионов взяты из публикаций.

В процессе работ лично автором описано около 16000 обнажений, 9000 пог. м шурфов, 14000 пог. м канав, 3800 пог. м керн, 15000 шлифов и аншлифов, отобрано более 2000 различных проб. Большая часть проб для приведенных в работе химических и других анализов отобрана автором.

Большую помощь и содействие при проведении геологических съемок постоянно оказывали главный геолог ПГО «Уралгеология» Б.А. Попов, геологи И.Д. Соболев, В.Ф. Турбанов, В.Я. Левин, В.И. Петров. В обсуждении многочисленных аспектов геологии региона, помимо указанных геологов, принимали участие академики и члены-корреспонденты АН СССР А.М. Дымкин, А.А. Маракушев, А.В. Пейве, доктора г.-м. наук А.И. Белковский, В.Б. Болтыров, М.А. Гаррис, В.В. Жданов, Г.А. Кейльман, Г.Б. Ферштатер, кандидаты г.-м. наук В.К. Головенко, М.Н. Дэви, М.С. Дюфур, Г.И. Князев, В.Н. Лукошков, Д.А. Михайлов, М.С. Рапопорт, Н.А. Румянцева, Г.И. Самаркин, С.В. Чесноков, Р.Г. Язева. Знакомство с геологией месторождений Кривого Рога, КМА, Чарской группы Сибири и Киргизии было бы невозможно

без помощи академика АН УССР Я.Н. Белевцева, кандидатов г.-м. наук М.Н. Дэви, К.С. Сагындыкова, В.Н. Гусельникова, главного геолога Юго-Западной экспедиции (КМА) В.И. Иванова, главного геолога Новооскольской ГРП И.И. Воеводы.

Сведения о производстве химических и других анализов приведены в публикациях [173, 178, 241].

### Сокращения, принятые в работе

Минералы: Аб – альбит, Ак – актинолит, Ан – антигорит, Анд – андалузит, Ат – анкерит, Би – биогит, Гм – гематит, Гр – гранат, Гф – графит, Ка – кальцит, Кв – кварц, Кд – кордиерит, Ки – кианит, Км – куммингтонит, Кп – клинопироксен, Кр – корунд, Кш – калиевый полевой шпат, Ми – микроклин, Мт – магнетит, Му – мусковит, Ол – оливин, Пл – плагиоклаз, Пф – пиррофиллит, Ро – роговая обманка, Рп – ортопироксен, Ру – рутил, Сд – сидерит, Ск – скаполит, Сл – силлиманит, Ср – серицит, Ст – ставролит, Тр – тремолит, Ув – углистое вещество, Фб – фибролит, Хл – хлорит, Хп – халькопирит, Хш – хромшпинелид, Шп – шпинель, Эп – эпидот.

Цифры у индексов минералов означают общую железистость или номер плагиоклаза.

f – общая железистость темноцветных минералов.

n – количество анализов.

## Состояние проблемы генезиса гнейсовых куполов Окаймленные и неокраинные гнейсовые купола

Под ГК автор понимает брахиформные антиклинорные макро-структуры, ядра которых сложены породами высокотемпературных фаций метаморфизма, чаще всего гранулитовой и (или) амфиболитовой, а периферия (обрамления) – породами более низкотемпературных фаций. При этом степень метаморфизма постепенно уменьшается к периферии ГК. Другими словами, ГК – разновидность зональных метаморфических комплексов. ГК широко развиты:

1. В архейско-нижнепротерозойских гранит-зеленокаменных областях фундаментов платформ [41, 55, 57, 69-72, 89, 99, 171, 199, 207, 211, 214, 238, 267, 272, 282]. Здесь они представляют скопления (стада) [282], между которыми находятся неправильной формы участки слабометаморфизованных отложений, выделяемых как зеленокаменные пояса [99]. Примером могут служить области Родезийского кратона (рис. 6), Канадского [89] и Балтийского [99, 109] щитов, блока Йилгарн, Западного Прибайкалья [238]. ГК замещают отложения зеленокаменных поясов, обуславливая их причудливую форму [99].

2. В так называемых «ареальных» высокометаморфизованных комплексах [63, 84, 98, 99, 134, 214], тесно ассоциирующих с гранит-зеленокаменными областями и отличающихся от них отсутствием зеленокаменных поясов. Изучены такие комплексы слабо. При более детальном исследовании в некоторых из них, например, в архее Западной Гренландии [284, 285] и Алданского щита [153] также устанавливаются реликтовые участки зеленокаменных поясов. По существу «ареальные» комплексы представляют собой те же гранит-зеленокаменные области, но максимально насыщенные ГК. По всей вероятности, не существует обширных площадей гнейсов и мигматитов, где они генетически не были бы связаны с ГК.

3. В постнижнепротерозойских эвгеосинклиналиях [36, 68, 92, 118, 145, 221, 260], в том числе в альпийских [9, 12, 143, 144, 147, 254]. ГК здесь группируются не в виде «стада», а образуют цепочки, которые приурочены к поднятиям.

Гранит-зеленокаменные области и эвгеосинклинали объединяет не только наличие ГК, но и аналогия многих черт их истории. В частности, очень много сходства в строении и составе осадочно-вулканогенных серий, слагающих зеленокаменные пояса и эвгеосинклинали [26, 64, 66, 73, 80, 89, 99, 122] (рис. 7). Низы их сложены главным образом толеитами, которые соответствуют океанической стадии развития эвгеосинклиналий [230], или инициальному магматизму Г. Штилле. В центральных частях преобладают средние и кислые преимущественно натриевые вулканы (переходная стадия). Верхи се-

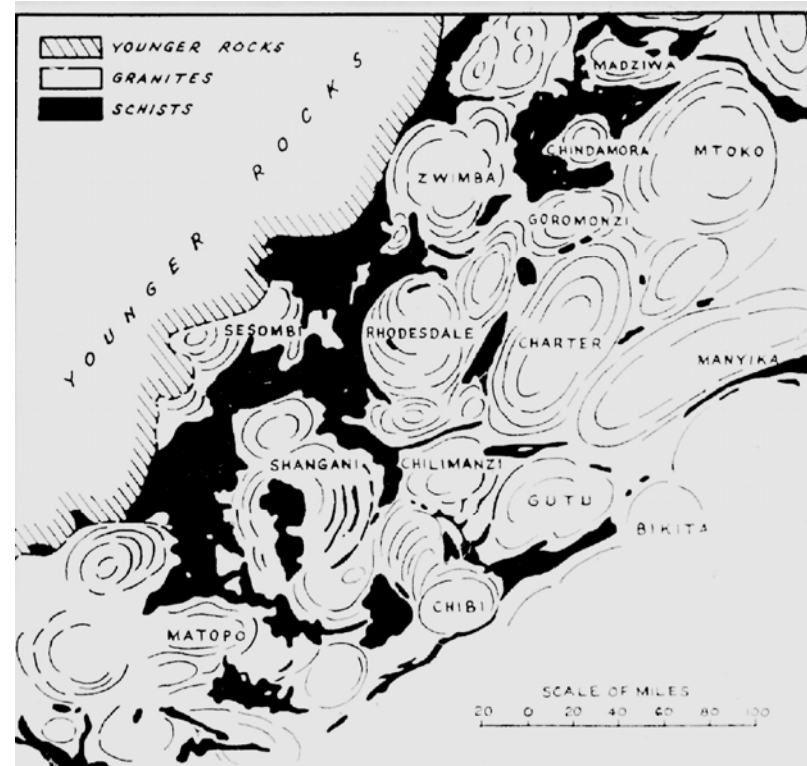


Рис. 6. Стада гнейсовых куполов Родезийского кратона [282].

рий сложены главным образом осадочными породами с подчиненным количеством вулканитов, обычно калиевых (континентальная стадия). Очень удачно мысль о том, что эволюция состава отложений в рассматриваемых структурах совершается по единой закономерности, выразили А. М. Лейтес и В. С. Федоровский [122, стр. 169]: «При очевидной в целом необратимости геологического развития... само развитие и стадийность такого превращения происходит по единому плану, будь то в раннем докембрии или в фанерозое. Этот сценарий природа разыгрывает с удивительным постоянством уже более трех миллиардов лет». Отличия между гранит-зеленокаменными областями и эвгеосинклиналиями состоят главным образом в наличии в некоторых зеленокаменных поясах коматитов [290] и в меньшем количестве ГК в эвгеосинклиналиях. Учитывая сходство эвгеосинклиналий с гранит-зеленокаменными областями, для обобщенной характеристики их мы будем применять термин – **структуры эвгеосинклиналиального типа**.

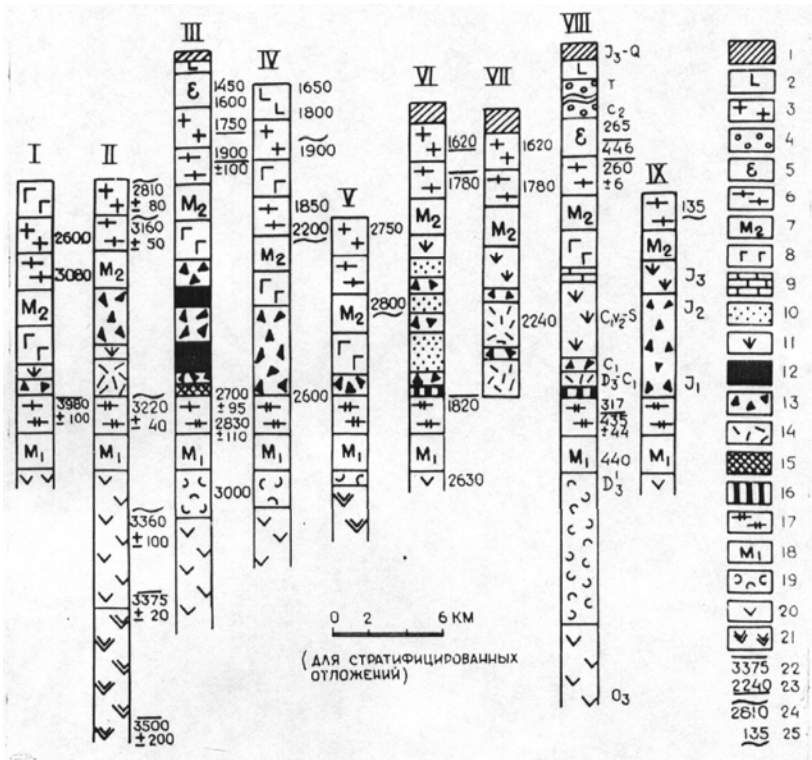


Рис. 7. Последовательность важнейших геологических процессов в полных тектонических циклах гранит-зеленокаменных областей и эвгеосинклиналией.

Гранит-зеленокаменные области: I – западная Гренландия [207, 214], III – Приднепровская [66, 89], IV – Воронежский кристаллический массив [80], VI – Финляндия [265, 272].

Зеленокаменные пояса: II – Барбертон [99, 214, 267], V – Центральной Карелии [41], VII – Темпере [265]. Эвгеосинклинали: VIII – палеозойды Урала [43, 92, 173, 235], IX – мезозойды Нерчинского хребта Забайкалья [221].

I-3 – построгоенная стадия: 1 – платформенный чехол, 2 – траппы, 3 – граниты и габбро; 4-7 – позднеорогенная стадия: 4 – молассы, 5 – нефелиновые сиениты и сиениты, 6 – гранитные мигматиты, гранито-гнейсы, граниты, 7 – метаморфическая зональность гранитного этапа в гнейсовых куполах; 8-12 – позднегеосинклиальная стадия: 8 – гипербазиты и габбро, 9 – известняки, 10 – ортокварциты и метапесчаники, II – основные и кислые вулканиты часто с калиевым уклоном, 12 – железистые кварциты неясного генезиса; 13-18 – раннеорогенная стадия: 13 – формация плагиигранитных флишювдов, местами с вулканитами, 14 – граувакковый флиш, 15 – кора выветривания, 16 – метасоматические железистые кварциты, 17 – плагииомигматиты, метасоматические плагиигнейсы, плагииграниты, 18 – метаморфическая зональность плагиигранитного этапа в гнейсовых куполах; 19-21 – раннегеосинклиальная стадия: 19 – основные-кислые вулканиты, преимущественно натриевые, 20 – толеитовые базальты, спилиты, гипербазиты, габбро, 21 – то же с коматититами; 22-25 – радиологический возраст, методы: 22 – Rb-Sr, 23 –  $Pb^{207}/Pb^{206}$ , 24 – U-Pb, 25 – K-Ar.

Все многообразие точек зрения на генезис ГК можно свести к двум гипотезам. 1. Ядра и обрамления ГК принадлежат разным тектоническим циклам [62, 92, 140, 214, 272, 279]. При этом ядра, главным образом на основании цифр абсолютного возраста, рассматриваются как холодные [53] или горячие [92, 265] блоки или выступы «сиалического фундамента», образованного в предыдущих циклах, или даже – как выступы гипотетической «догеологической» сиалической коры [53, 199]. Обрамления считаются продуктом метаморфизма отложений окружающих зеленокаменных поясов и эвгеосинклиналией. 2. Ядра и обрамления ГК образовались в том же тектоническом цикле, что и окружающие зеленокаменные пояса и эвгеосинклиналии, путем замещения их отложений [47, 66, 80, 89, 171, 178, 250, 275].

В выборе между указанными гипотезами общественное геологическое мнение колебалось вначале в пользу первой, затем второй и, наконец, снова первой гипотезы. Сейчас, благодаря радиологическим данным, вера в справедливость первой точки зрения сильна, как никогда. И все-таки геологические факты не позволяют ее принять, так как она прежде всего не может объяснить удивительную закономерность, заключающуюся в том, что ранние мигматиты в блоках всегда представлены плагиигранитными разностями (именно они и слагают «сиалический фундамент»), а поздние – гранитными. Причем образование последних с удивительным постоянством почему-то приурочивается к уже отжившим якобы «мертвым» блокам плагииомигматитов. Кажется очевидным, что сам факт существования указанной закономерности говорит о глубоких генетических связях между плагиигранитными и гранитными магматитами и мигматитами, которые нельзя истолковать с позиций принадлежности их к разным тектоническим циклам. Кроме того, первая гипотеза не дает ответа на важнейший вопрос – где в земной коре, в каких структурах и в какие периоды ее истории происходит плагииомигматизация субстрата ядер ГК? Другими словами, что же является «колыбелью» плагииомигматизации? Трудности в понимании генезиса ГК связаны главным образом с недостаточной изученностью процессов в самом «сиалическом фундаменте», вскрываемом в ядрах ГК, а также взаимоотношений этих процессов с породами обрамлений.

Идея «сиалического фундамента» была обоснована П. Эскола при изучении ГК карелид Финляндии и Карелии [272]. В это время он заложил основы научного изучения генезиса ГК и установил важнейшие закономерности их формирования. П. Эскола доказал, что здесь ОГК образовались в два цикла, но он ошибочно считал их полными. Каждый цикл начинается с осадков и вулканитов и заканчивается син- и посткинematическими гранитами и метаморфизмом. Отложения I цикла представлены метабазитами, метаультрабазитами, кварцитами. Они

якобы «ареально» метаморфизованы и гранитизированы в конце I цикла и являются комплексом основания [265] для II цикла («сиалическим фундаментом»).

II цикл начинается тиллитоподобными флишоидами с угловатыми обломками метаморфитов и гранитоидов I цикла. Выше залегают доломиты, ортокварциты, филлиты, углисто-кремнистые сланцы, порфириты, спилиты, туфы. Образование ОГК П. Эскола связывал с концом II цикла, когда в связи с К-На мигматизацией пластичный «комплекс основания» диапирировал в отложения II цикла, вызывая их зональный метаморфизм и гранитизацию. Таким образом, отложения I цикла, вскрывающиеся только в ядрах ОГК, окаймляются (отсюда и название ОГК)\* отложениями II цикла, которые вблизи ядер зонально метаморфизованы.

Среди полей ГК и гранитоидов в карелидах развиты реликтовые зеленокаменные пояса, сложенные отложениями II цикла. Их удобно назвать поздними [188]. Классический пример – пояс Тампере [265]. В нем установлены (снизу): 1 – граувакково-пелитовая толща (мощность 3 км) с углистыми пелитами и конгломератами, содержащими угловатые обломки пород I цикла; 2 – плохо сортированные аркозы (1,5 км); 3 – терригенно-вулканогенная толща (базальтовые порфириты, андезиты, дациты, калиевые риолиты, трахиты) (1,9 км). В лавах сохранилось стекло. При приближении к ОГК степень метаморфизма в поясе постепенно увеличивается до амфиболитовой фации.

П. Эскола установил, что гранитоиды I цикла представлены плагиогранитами, а второго – кали-натриевыми гранитами. Это подтвердилось при изучении базальных флишоидов, большинство гранитоидных галек в которых не содержало калиевого полевого шпата [265, с. 166]. По существу, П. Эскола был близок к выделению плагиогранитного и гранитного этапов в ГК и не сделал этого лишь потому, что часть галек гранитоидов содержала микроклин. Ниже будет показано, что микроклин в такого типа флишоидах чаще бывает вторичный. П. Эскола подчеркнул также, что ОГК образуются не в любом месте, а приурочены к синкinemатическим плагиогранитным плутонам I цикла (рис. 8): «Неоднократное воздымание (выделено мною – Ю.П.) столь небольших по величине плутонов диаметром максимум в несколько десятков километров является весьма интересным фактом, который проливает свет на природу орогении и на генезис гранитов и наводит на размышления относительно первичного источника гранитного материала» [272, с. 462]. Позже об

\* Гнейсовые купола, вокруг которых отложения II цикла отсутствуют и они окружены только отложениями I цикла, выделены автором [188] как неокайменные гнейсовые купола (НГК).

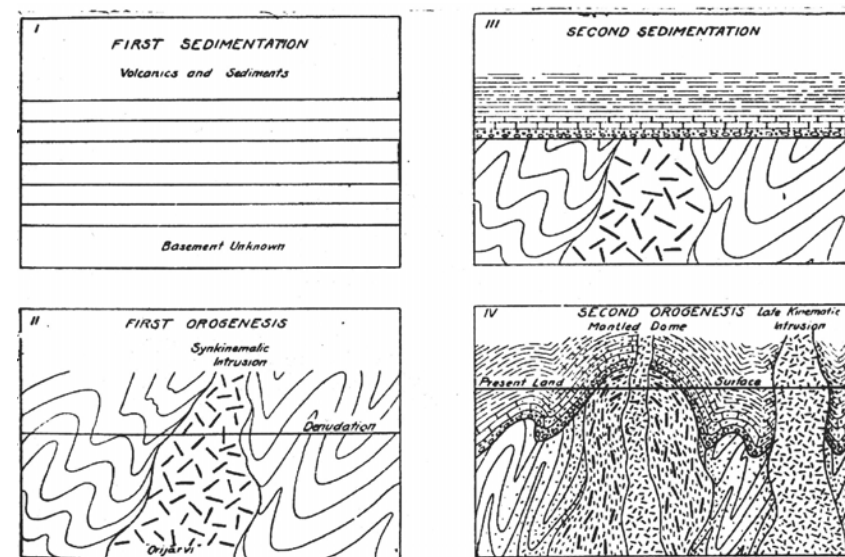


Рис. 8. Схема истории развития окаймленных гнейсовых куполов, сформировавшихся при гранитизации ранней синкinemатической интрузии диоритового или гранитного (плагиогранитного – Ю.П.) состава (по П. Эскола [272]).

этом обстоятельстве забыли, и лишь недавно оно снова было отмечено Ф.А. Летниковым [128], М.Н. Афанасовым [3] и М.З. Глуховским [48]. Последующие исследования ОГК блестяще подтвердили основные выводы П. Эскола. ОГК установлены почти во всех гранит-зеленокаменных областях и эвгеосинклиналиях [13, 55, 76, 80, 170, 178, 221, 250, 260, 287]. При этом:

1. Подтвердился состав отложений II цикла, в частности существенно калиевый характер вулканитов [26, 99, 207, 214] и широкое развитие в базальных флишоидах обломков плагиогранитов (табл. 1), [25, 64, 66, 80, 156, 171, 178, 191, 199, 214, 221, 223, 260]. **Учитывая исключительную важность этих флишоидов, они выделены автором [179] в формацию плагиогранитных флишоидов (ФПФ). Геотектоническое значение ФПФ состоит в том, что она начинает II эсколовский цикл и уникальна по составу, что является надежным критерием для выделения нижней границы II эсколовского цикла и самих ОГК.**

Важнейшие особенности ФПФ (табл. 1), [179]:

– устанавливается в большинстве структур эвгеосинклиналиального типа самого различного возраста. В гранит-зеленокаменных областях она расположена в основании вторичных зеленокаменных комплексов, выделенных А. Гликсоном [207] (поздних зеленокаменных поясов),



например, индийские пояса Бабабудан [269], Шимога, Читрадурга [25], отделяя их от первичных [207] зеленокаменных комплексов (ранних зеленокаменных поясов [188]), а также от плагиомигматитов и плагиогранитоидов ядер ГК. Кроме регионов, указанных в табл. 1, надежно или с большой долей вероятности к ФПФ относятся: архейские флишоиды парамской подсерии Байкальской горной области [214], второй толщии системы Калгурли блока Йилгарн [214], серия Фиг-Три Каапваальского кратона [70], толщии Тункинских гольцов Восточного Саяна [19], группы Макини Восточно-Бразильского щита [263], серии Кавирондо Экваториальной Африки [214], свиты Калаярви Южной Карелии [214], верхней подсерии Кухмо Восточной Финляндии [214], серии Лебяжинская и Колмозеро-Воронья Кольского полуострова [214], нижней свиты белозерской подсерии Украины [214], серии Годж-Крик блока Пилбара [214], нижнепротерозойские флишоиды серии Фортескью бассейна Хамерсли Австралии [214, 260, 263], бердянской толщии Приазовского массива [77], низов моренского комплекса Сангиленского срединного массива Тувы [151], низов верхней утайской системы Китайско-Корейского щита [263], серии Эллиот-Лейк и Чоколай Канадского щита [214], низов серии Валлен Южной Гренландии [214], конгломератовидные породы древнейшего на Земле зеленокаменного пояса Исуа в Западной Гренландии [171, 214].

Аналогичную позицию ФПФ занимает в эвгеосинклиналях. Здесь она развита в основании вторичных геосинклинальных прогибов, отделяя их от первичных прогибов [243], а также от плагиомигматитов и плагиогранитоидов ядер ГК. Кроме указанных, к ФПФ, по всей вероятности, относятся: терригенные отложения баллаганакской подсерии Мамско-Витимской зоны и серии Маунт-Айза Австралии [214], обе – рифейского возраста; нижнедевонские «аркозовые слои» Арденн [213]; среднепалеозойские псаммиты Восточного Каратегина [232]; мезозойская Францисканская формация Америки [147];

– всегда приурочена к областям развития ГК;

– сложена плохо сортированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Встречается градационная слоистость [77, 115, 156, 192]. Цемент конгломератов – песчаники и алевролиты. Присутствуют «плавающие» крупные обломки. По этим признакам ФПФ иногда описывают как тиллиты [252];

– обломки представлены как высоко-, так и низкотемпературными метаморфитами I цикла. Обычно преобладают плагиограниты и плагиолипариты. Важнейшие минералы песчаников и ассоциирующих с ними более ранних граувакк [99, 223] – кварц и плагиоклаз. Характерно почти полное отсутствие обломков кали-натровых гранитов и калиевого полевого шпата [22, 80, 99, 132, 156, 158, 178, 199]. Средний

Таблица 1.

Главные особенности формации плагиогранитных флишоидов из различных регионов Земли.

№ п/п	Географическая привязка формации	Возраст формации	Подстилающие породы и комплексы	Характерные породы, ассоциирующие с флишоидами или перекрывающие их	Сортированность флишоидов	Окатанность обломков	Плагиограниты и плагиолипариты	Граниты и перидотиты	Высокотемпературные метаморфиты	Слабо метаморф. породы	Железистые кварциты	Наложенные изменения	Зональные метаморфизмы
1	Нижняя терригенная формация Аландского комплекса, Тимптонский ГК [115]	AR <sub>1</sub>	Гнейсы и мигматиты верхнетимптонской серии катархей	Доломиты, известняки, вулканиты	Много	Хорошая	Много	Много	К <sup>х</sup> , КГ, ПГ	Слабо метаморф. породы	Железистые кварциты	Наложенные изменения	Зональные метаморфизмы
2	Система Булавайо Ролезийского кратона [70, 99, 207, 214]	3, 3-3, 1 млрд. лет	Офиолиты системы Себаке, гранодиориты, тоналитовые гнейсы	Базальты, андезиты, лагидиты, лопариты, КГ, доломиты, ЖК, известняки	Много	Хорошая	Много	Много	К <sup>х</sup> , КГ, ПГ	Слабо метаморф. породы	Железистые кварциты	Наложенные изменения	Зональные метаморфизмы
3	Серия Тимискаминг Канадского щита [5, 26, 99, 171, 199, 214, 236]	3, 2-2, 8 млрд. лет	Лаврентийские плагиограниты и зеленокаменно измененные офиолиты киватиния, их кора выветривания	Граниты, риолиты	Преобладают до 90%	Различная	Преобладают до 90%	Преобладают до 90%	ПГ	Слабо метаморф. породы	Железистые кварциты	Наложенные изменения	Зональные метаморфизмы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4	Средний Дхарвар Илди [155, 207, 214, 269, 286, 288]	AR-PR <sub>1</sub>	Гнейсы и чарнокиты катархея, офиолиты Нижнего Дхарвара	Базальты, ЖК, кварциты, доломиты, ридолиты			Много	Почти нет	ПГ	Б		Зональный метаморфизм, графиты
5	Коловайская свита лебяжиской серии Кольского п-ва [150]	AR <sub>2</sub>	Амфиболиты и сланцы панюйской серии	Амфиболиты, лептиты			Преобладает		АМ	Эпидиозиты		Биотиты-зиркованы и отгнейсованы
6	Серии Доминион-Риф и Витватерсранд (низ), ГК Вредефорт и др. Кааваальского кратона [192, 214, 272]	PR <sub>1</sub>	Древние серые граниты, гнейсы и кристал. сланцы основания, офиолиты серии Свазиленд, их кора выветривания	ЖК, базальты, Л, углесто - глини. сланцы, кварциты	Часто плохая		Есть			Известняки		Зональный метаморфизм, графиты
7	Низы (?) гидрорной серии Кольского п-ва [132]	PR <sub>1</sub>	Кольская серия архея, олигоклазовые граниты	ЖК, амфиболиты			80 - 90%	Нет	ПГ			Метаморфизм, графиты, эпидидолит
8	Сариолийские и «выветрелье» конгломераты низов карелид Карелии [265, 272]	PR <sub>1</sub>	Гнейсы основания, ЖК, их кора выветривания	Доломиты, ЖК, амфиболиты, шунгиты	Плохая		Преобладает	Есть	АМ, ПГ, К	СС		Зональный метаморфизм, графиты, графиты
9	Низы кривоугольной серии Украинского щита [6, 38, 65, 66, 214]	PR <sub>1</sub>	Офиолиты конско-верховцевской серии, ЖК, АМ, ПГ, их кора выветривания	Углисто - глинистые сланцы, ЖК			Есть	Есть	АМ, К	Филлиты	ЖК	Зональный метаморфизм, графиты

21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
10	Низы курской серии КМА [64, 80, 192, 245, 263]	PR <sub>1</sub>	Мигматиты обоянской, офиолиты михалювской серий, ЖК, их кора выветривания	Углисто - глинистые сланцы, ЖК		Плохая	Много	Есть	ПГ	Вулканициты	Магнетит	Зональный метаморфизм, графиты
11	Вороневская свита Воронежского кристаллического массива [80, 195]	PR <sub>1</sub>	Офиолиты лосевской серии и платгномититы по ним, ЖК	Углисто - глинистые сланцы		Разная	До 25%	Нет	АМ, ПГ	ПЛ, Б, А, Д, СС		Зональный метаморфизм, графиты
12	Низы бойбайинской серии Северо-Байкальского Нагорья [86, 158]	PR <sub>1</sub>	Мигматиты мамской серии	Доломиты, филлиты	Плохая	Плохая	До 60%	Нет	АМ, К, ПГ	ПЛ, Б	Магнетит	Зональный метаморфизм
13	Костомукшская свита гимольской серии Карелии [23, 214]	AR <sub>2</sub> [24] PR <sub>1</sub> [23]	Архейские гнейсы фундамента, офиолиты контоксской свиты	ЖК, сланцы графитовые, амфиболиты	Плохая	Плохая	60 - 80%		К			Зональный метаморфизм, графиты
14	Шполянская свита Украинского щита [96]	PR <sub>1</sub>	Звенигородский комплекс плагиогранитов и мигматитов		Плохая	Плохая	19%	Иногда	АМ, ПГ, АМБ			Метаморф. амфиболит, графиты
15	Чуйская толща, Тонольский ГК Патомского нагорья [253]	PR <sub>1</sub>	Плагиограниты и кристаллические сланцы ядра ГК	Филлиты			Преобладают					Сильный метаморфизм, графиты

22

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
16	Нироевская свита, Евюганский и Лаптаганский ГК Восточного Урала [ 21, 92, 193, 194 ]	R <sub>2-3</sub> [194], R <sub>2</sub> [20], R <sub>1</sub> [214]	Амфиболиты и плагиогнейсы ханмейской свиты	Сланцы графитовые и зеленые	Плохая		Много	Есть	ПГ, К, АМ	Метавулканыты, глаук. сланцы		Зональный метаморфизм, гранитизация
17	Ахиканская серия Прибайкалья [ 20, 214 ]	R <sub>2</sub> [20], R <sub>1</sub> [214]	Зеленокаменные породы Муйской серии, плагиограниты муйского компл., их кора выветривания	Ортофиры, трахиандезиты, грахидациты, андезитодациты	Плохая	Плохая	Есть	Есть		Эпидиозиты		Зональный метаморфизм, гранитизация
18	Указарская свита, Уфалейский ГК Центрально – Уральского поднятия Урала [ 27, 92 ]	R <sub>2</sub> - R <sub>1</sub>	Альбит – актинолитовые сланцы		Плохая		Есть	Есть				Зональный метаморфизм, гранитизация
19	Шихтинская свита, Хачарский ГК Среднего хребта Камчатки [ 112, 116, 260 ]	D	Плагиограниты и мигматиты ядра ГК	Аспидные сланцы, углелистые филлиты			20 – 55%		ПГ			Зональный метаморфизм, гранитизация
20	«Вулканогенные» конгломераты с обломками плагиогранитов, Бьябский и др. метаморфические диапирсы Передового хребта на Кавказе [ 250 ]	D <sub>2-3</sub>	Основные вулканыты, плагиограниты и плагиогнейсы ядер диапиров	Углист. филлиты, известняки	Плохая		Преобладает	Нет		ПЛ, Б, яш-мы, известняки		Зональный метаморфизм, гранитизация

23

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	Кабанская свита, Варламовский и др. ГК Восточного Уральского поднятия Урала [ 42, 124, 164, 178 ]	G	Плагиомигматиты и плагиограниты ядер ГК, зеленокаменно измененные офиолиты их обрамлений	Угристо – глинистые сланцы, углели, известняки	Плохая	Плохая	80 – 90%	Нет	АМ, АМБ	ПЛ, С, ПП		Зональный метаморфизм, гранитизация
22	Верхнепикетская подвита п – ва Камчатский мыс [ 83 ]	G <sub>2</sub>	Офиолиты, кварцевые кератофиры, плагиограниты		Плохая	Плохая	60 - 78%	5 – 8%	АМ, К	Б, А, Л, С, зеленые сланцы		Метаморфизм до амфиболитовой фации
23	Акатуевская свита, Цаган – Олуевский и др. ГК Восточного Забайкалья [ 221 ]	L <sub>1</sub>	Плагиограниты ядер ГК, амфиболиты, карбонатные породы	Слюдяные сланцы		Плохая	Много	?				Зональный метаморфизм, гранитизация

\* А – андезит, АМ – амфиболит, АМБ – амфиболит бесполовошпатовый, Б – базальт, Д – дацит, Л – лацит, К – кварцит, КГ – кварцит графитовый, Л – липарит, П – пироксенит, ПГ – плагиогнейс, ПЛ – плагиолипарит, ПП – плагиогранит – порфир, С – серпентинит, СС – слюдяистый сланец.

24

химический состав флишоидов и граувакк укладывается в диапазон тоналит – гранодиорит [99, с. 137]. Иногда в ФПФ отмечается калиевый полевой шпат [96, 99, 194, 214, 265]. Часть его связана с самими плагиогранитами, поздние (посткинематические) дифференциаты которых содержат этот минерал в количестве до 5-10 % [178]. Но большая часть калиевого полевого шпата в ФПФ, по-видимому, является метасоматической, т. к. он часто замещает плагиоклаз в связи с К-На гранитизацией [3, 23, 80, 96, 178, 250, 253, 265];

– большинство обломков слабо окатаны [99, 178]. Из-за этого флишоиды иногда ошибочно описывают как туфогенные образования [23, 250] или брекчии [86];

– грубообломочные фации флишоидов преобладают вблизи куполов, а в удалении развиты мелкообломочные фации и граувакки [23, 71, 99, 178, 192]. Здесь они часто ассоциируют с основными и кислыми вулканитами с повышенным содержанием калия (трахиты, трахидациты, калиевые липариты) [20, 26, 99, 214, 265] и с углистыми сланцами;

– ФПФ часто залегает на коре выветривания отложений I эсколовского цикла [67, 190, 265]. Весьма вероятно, что к ФПФ относятся многие раннепротерозойские золотоносные конгломераты и флишоиды, обломки в которых представлены главным образом кварцем и кварцитами, в частности флишоиды месторождений Блайнд-Ривер в районе оз. Верхнего, Витватерсранд и др. [60, 214]. Редкая встречаемость в них обломков гранитоидов связана, по-видимому, с сильно проявленными процессами выветривания. Для сариолийских конгломератов Фенноскандии на это указывал П. Эскола [265, с. 174].

2. В ядрах многих ОГК, кроме син- и посткинематических плагиогранитов, установлено широкое развитие плагиомигматитов [66, 80, 92, 124, 214, 250], которые лишь формально не выделялись П. Эскола, а описывались им как тонкие послойные инъекции олигоклазовых гранитов [265].

3. Вблизи ядер ОГК отложения II цикла и прежде всего плагиогранитные флишоиды зонально метаморфизованы (от амфиболитовой по зеленосланцевую фации) и испытали К-На мигматизацию.

Таким образом, идея ОГК выдержала проверку временем. Она верно и глубоко отражает объективную реальность, а основные выводы П. Эскола (участие двух структурных этажей в формировании ОГК, двухэтапность формирования их ядер, диапиризм пород I этажа, ставших пластичными в связи с К-На мигматизацией, в породы II этажа и их зональный метаморфизм) имеют непреходящее значение. Их можно использовать при дальнейших исследованиях в качестве надежной рабочей гипотезы. Эти выводы вряд ли будут существенно изменены со временем. Из сказанного видно, что ОГК явились той

реальной основой, на которой базируется гипотеза о принадлежности ядер и обрамлений ГК к разным тектоническим циклам.

Однако в вопросе о генезисе ОГК остаются неясные моменты, касающиеся природы их ядер. 1. Действительно ли это выступы единого «ареально» развитого «сиалического фундамента» с «ареально» же проявленными ранними мигматизацией, гранитизацией и метаморфизмом, или все эти три процесса контролируются какими-то локальными структурами, или, наконец, ядра являются регенерированными блоками древнего фундамента? 2. Каков состав исходного субстрата ядер ОГК? 3. Чем представлены продукты ранней мигматизации и гранитизации? Только плагиогранитными разностями или среди них развиты и гранитные? 4. Являются ли I и II эсколовские циклы полными тектоническими циклами?

Эти вопросы трудно, а часто и невозможно решить в ОГК, т. к. отложения I цикла здесь перекрыты отложениями II цикла. Но их можно решить в НГК. Эти последние обычно ассоциируются с ОГК. Важно подчеркнуть, что именно при изучении НГК была обоснована гипотеза о формировании и ядер, и обрамлений ГК в одном тектоническом цикле [47, 66, 79, 80, 89, 141, 171, 178, 250, 275]. Но многие геологи не делают различий между ОГК и НГК и априорно, по аналогии с ОГК, также рассматривают ядра НГК как выступы или блоки «сиалического фундамента» [6, 53, 92, 105, 214, 279], а зональный метаморфизм около них опять же априорно объясняют так называемым «эффектом цоколя» [273], который заключается якобы в оттоке части тепла от «древних» ядер при метаморфизме к неметаморфизованным породам их окружения.

Отождествление ОГК и НГК и является одной из главных причин разногласий во взглядах на природу ГК. Но эти два типа ГК не идентичны. В ОГК субстрат ядер действительно относительно более древний, чем субстрат обрамлений. Для НГК достоверные геологические данные на этот счет отсутствуют. Более того, есть веские аргументы, говорящие за одновозрастность субстрата ядер и обрамлений НГК. Из сказанного ясно, что сейчас центральными в проблеме ГК являются вопросы генезиса НГК. Из них наиболее важны выяснение стратиграфических и метаморфических взаимоотношений между ядрами и обрамлениями, а также реставрация истории минеральных парагенезисов в ГК.

К сожалению, НГК изучены недостаточно. Для них не описаны генотипы. Фактический материал рассеян в многочисленных публикациях и обобщен лишь частично, в основном для раннего докембрия. В частности, Е. В. Павловский [171] на примере Канады и Гренландии показал, что и ядра, и обрамления НГК образуются по тем же самым осадочно-вулканогенным толщам, которые их окружают. Аналогич-

ный вывод сделан для Канадского щита М.Е. Уилсоном [236], для Украинского щита – М.Н. Доброхотовым [64, 65] и Г.И. Каляевым [89], для Трансваальского кратона – М. и Р. Вильоенами [289] и А. Гликсоном [276], для блока Пилбара – А.С. Новиковой [160]. Для эвгеосинклиналей к подобным выводам пришли А.А. Маракушев [141], С.В. Чесноков [250] и автор [173]. Мы рассмотрим генезис НГК на примере палеозойской эвгеосинклинали Урала.

### Основные черты тектоники и геологического развития Урала

В изучение геологии Урала внесли свой вклад многие исследователи, прежде всего М.И. Гарань, А.Н. Заварицкий, С.Н. Иванов, Г.А. Кейльман, Е.А. Кузнецов, Б.М. Романов, В.М. Сергиевский, Г.А. Смирнов, И.Д. Соболев, Г.Б. Ферштатер, Т.И. Фролова, Д.С. Штейнберг. В этом регионе выделяется область преимущественного развития допалеозойских пород западного склона и более обширная область палеозойской эвгеосинклинали восточного склона. Граница между ними проходит по Главному уральскому разлому. Эти области подразделяются на более мелкие структуры. И.Д. Соболев [43], (рис. 9) в направлении от Русской платформы выделяет следующие структурно-формационные зоны: западный склон – Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская внешняя зона складчатости, Центрально-Уральское поднятие; восточный склон – Тагильско-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб, Тобольско-Кушмурунское поднятие.

Прогибы восточного склона сложены в основном типичными эвгеосинклинальными отложениями [35, 43, 81, 102, 230, 243] каледонско-варисского ( $O_2$ -Т) цикла – уралидами. Среди них выделяются первичные (соответствуют ранним зеленокаменным поясам) и вторичные (соответствуют поздним зеленокаменным поясам гранитно-зеленокаменных областей) прогибы [188, 243].

Формации первичных прогибов метаморфизованы обычно в фации зеленых сланцев. Но иногда, в частности в Собско-Войкарской зоне Тагильско-Магнитогорского прогиба, в связи с ГК и плагиомигматизацией метаморфизм достигает амфиболитовой фации [266]. Здесь в прогибах плагиомигматиты, метасоматические плагиогнейсы и другие гранитоиды образуют «щепочки ореолов», где развиваются по офиолитовому субстрату ( $PZ_1$ ). Плагиогранитный этап в ГК прогибов проявлен сильно, гранитный – слабо. Этапы разделены ФПФ и дайками диабазов. Формации вторичных прогибов почти метаморфизованы. Вулканогенные формации первичных прогибов принадлежат главным образом к натриевому типу. Отношение Na:K уменьша-

ется, в общем, к верхам разреза. Умеренно обогащенные калием вулканиты появляются обычно в конце среднего девона, хотя местами они отмечаются и раньше [257]. Вулканогенные формации вторичных прогибов характеризуются резко выраженным кали-натриевым уклоном [243]. Подобная история установлена [43, 102] в Восточно-Уральском, а фрагментарно также и в Тюменско-Кустанайском прогибе.

Интрузивный магматизм прогибов представлен [35, 226, 258, 264] габбровыми, габбро-плагиогранитной, плагиогранитной, габбро-сиенитовой, габбро-гранитной формациями, коагматичными обычно соответствующим вулканическим формациям, а также гипербазитовой и гранитной формациями. Гранитоидный магматизм здесь проявился в основном в два этапа – плагиогранитный и гранитный. Первый представлен плагиогранитной формацией [164, 216, 226]. Возраст ее во всех прогибах –  $D_2$ - $C_{1t}$  [164, 226], а в Тюменско-Кустанайском прогибе –  $C_{1t_2-n}$  [43].

Гранитный этап в прогибах представлен формациями [35, 222]: гранодиорит-адамеллит-гранитной ( $C_{1-3}$ ), адамеллит-гранит-лейкогранитной ( $C_{2-3}$ ) и гранитной ( $C_2$ - $P_1$ ). Перерыв между этапами фиксирует формация грауваккового флиша и ФПФ. Для нас особенно важна ФПФ. Наиболее широко она развита в Восточно-Уральском прогибе на границе с Восточно-Уральским поднятием, где ее мощность в районе г. Бреды достигает 1000 м [216]. Возраст ФПФ здесь –  $C_{1t_3-v_1}$  (рис. 9а). В Магнитогорском мегасинклинии ФПФ также локализована вблизи Восточно-Уральского поднятия [216]. ФПФ установлена также на востоке Собско-Войкарской зоны [227, 266]. Возраст ее здесь, а также в Магнитогорском мегасинклинии –  $D_3^2$ - $C_{1t_3}$  [216, 227].

История поднятий восточного склона выяснена хуже, чем история прогибов и во многом остается дискуссионной. Характерной особенностью этих структур является обилие гранитоидов и высокометаморфизованных пород, которые локализованы в основном в ГК. Долгое время некоторые геологи [35, 140, 189, 200] развивали гипотезу унаследованного геоантиклинального развития поднятий, согласно которой такой режим существовал здесь с архея или протерозоя. Для Восточно-Уральского и Зауральского поднятий наличие геоантиклинального режима в палеозое не подтверждается. Это очевидно из того, что в поднятиях, в том числе и между ГК, со всех сторон окружая их, широко развиты слабометаморфизованные (фация зеленых сланцев и ниже) фаунистические охарактеризованные раннегеосинклинальные палеозойские отложения, близкие к отложениям смежных прогибов по составу и возрасту. Мощность их до 5 км [43]. Так, в Восточно-Уральском поднятии развиты формации: спилит-диабаз-кремнистая 28

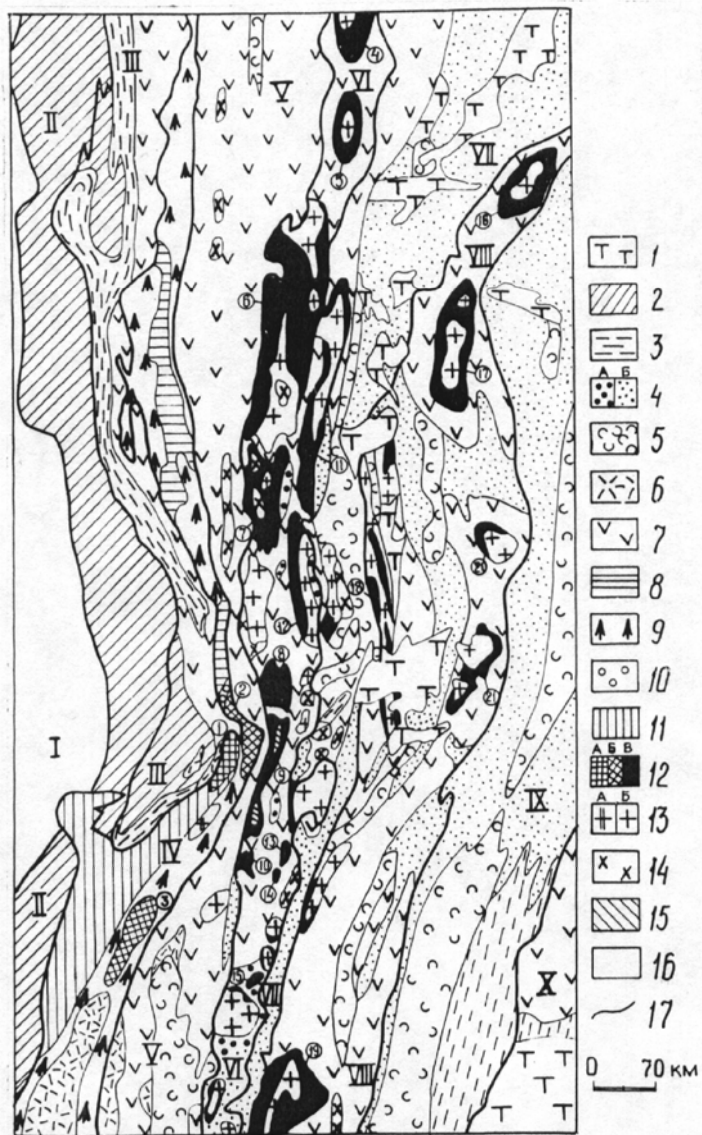


Рис. 9. Структурно-формационная схема Урала [43, 92, 173, 230, 235].

Структурно-формационные зоны: I – Русская платформа, II – Предуральский краевой прогиб, III – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, IV – Центрально-Уральское поднятие, V – Тагильско-Магнитогорский прогиб, VI – Восточно-Уральское поднятие, VII – Восточно-Уральский прогиб, VIII – Зауральское поднятие, IX – Тюменско-Кустанайский прогиб, X – Тобольско-Кушмурунское поднятие.

1-7 – вулканогенные и осадочные формации палеозойской эвгеосинклинали. I – трапповая посторогенная ( $T_{1-2}$ ); позднеорогенные: 2 – верхняя молассовая ( $P_1, kg-T$ ), верхняя терригенно-угленосная ( $P_1, kg-P_2$ ), эвапоритовая ( $P_1, kg$ ), нижняя молассовая ( $C_2-C_3$ ); позднегеосинклинали: 3 – верхняя известняковая ( $C_{1v_3}-C_1s$ , в Предуральском прогибе  $D_2-P_1$ ), 4 – кали-натриевые базальт-трахиандезит-трахилипаритовая ( $C_{1v_2}-C_1s$ ), базальт-липаритовая ( $C_{1t_2}-C_{1v}$ ); раннеорогенные: 5 – нижняя терригенно-угленосная ( $C_{1t_1}-C_{1v_2}$ ) и формация плагиигранитных флишоидов ( $C_{1t_1}-C_{1v_3}$ ), а – в обломках преобладают плагииграниты и плагиигнейсы, б – состав обломков изучен слабо, б – грауваккового флиша ( $D_3^2-C_{1t_1}$ ); раннегеосинклинали: 7 – кали-натриевая базальтоидных порфиритов ( $D_3$ ), натриевая базальт-андезит-дацит-плагиилипаритовая ( $S_2-D_2$ ), нижняя известняковая ( $D_2$ ), кали-натриевая трахибазальт-трахиандезитовая ( $S_2-D_1$ ), кали-натриевая, местами натриевая андезит-базальтовая ( $S_1-D_1$ ), натриевая контрастная диабаз-плагиилипаритовая ( $S$  и  $D_2$ ), натриевые спилит-диабаз-кремнистая ( $S$ ) и спилит-диабазовая ( $O_3-S$ ); 8 – осадки палеозойской миогеосинклинали ( $O_1-D$ ); 9, 10 – отложения позднепротерозойско-кембрийской эвгеосинклинали: 9 – базальтовые порфириты, амфиболиты, порфиритоиды, кварцевые альбитофиры, порфиритоиды, углистые и графитовые сланцы, кварциты, филлиты, известняки, конгломераты, песчаники, алевролиты; 10 – формация плагиигранитных флишоидов (€); 11 – субплатформенные рифейские отложения ( $PR_2$ ); 12 – гнейсовые купола: а – дорифейские, б – протерозойско-кембрийские, в – палеозойские, 13-15 – плутонические формации: 13 – гранитная: а – позднепротерозойская, б – позднепалеозойская, 14 – плагиигранитная ( $D_3-C_{1t_1}$ ), 15 – нефелиновых сиенитов ( $PZ_3$ ); 16 – чехол Русской платформы, 17 – границы прогибов и поднятий. Названия гнейсовых куполов и мигматитовых комплексов (цифры в кружках). Окаймленные: 2 – Уфалейский, 7 – Салдинский, 11 – Гаевский, 12 – Мурзинско-Адуйский, 13 – Варламовский, 14 – Еремкинский, 15 – Тогузакский, 19 – Мариинский. Неокаймленные: 4 – Верхнехуринский, 5 – Тимкапaulьский, 6 – Верхотурский, 8 – Сысертский, 9 – Вишневогорско-Ильменогорский, 10 – Ларинский, 16 – Шумпаулинский, 17 – Кузнецовский, 18 – Красногвардейский, 20 – Усть-Ницинский, 21 – Шадринский, Мигматитовые комплексы: I – Тараташский.

( $S_1$ ), базальт-андезит-дацит-плагиилипаритовая ( $S_2-D_2^1$ ), андезит-базальтовая ( $D_{1-2}$ ), спилит-диабазовая ( $D_{2e}$ ), базальт-андезит-базальтовая ( $D_3$ ). Более того, из прогибов указанные отложения местами непрерывно прослеживаются в поднятия [43]. В низах разреза на юге Восточно-Уральского и Зауральского поднятий развиты песчаники, алевролиты и известняки с брахиоподами и трилобитами  $O_1$  [43, 140].

Отложения вторичных геосинклинали прогибов в поднятиях представлены формациями (рис. 9а): грауваккового флиша (зильайрская свита  $D_3-C_1$ ), ФПФ ( $C_{1t_2}-v_3$ ), липарито-базальтовой ( $C_1$ ), известняковой ( $C_{1v_3-s}$ ), терригенно-известняковой ( $C_2$ ). Вулканиды низов разреза в поднятиях относятся к натриевому типу, а верхов – к кали-натриевому.

Сходство историй развития прогибов и поднятий восточного склона в каледонско-ва-рисском цикле проявляется не только в вулканизме и осадкообразовании, но и в интрузивном магматизме. В поднятиях развиты почти все те же интрузивные формации, что и в прогибах [226, 258]. Одним из первых плагиигранитную формацию ( $C_1$ ) в Восточно-Уральском поднятии выделил Б. К. Львов [136], а для Орен-30

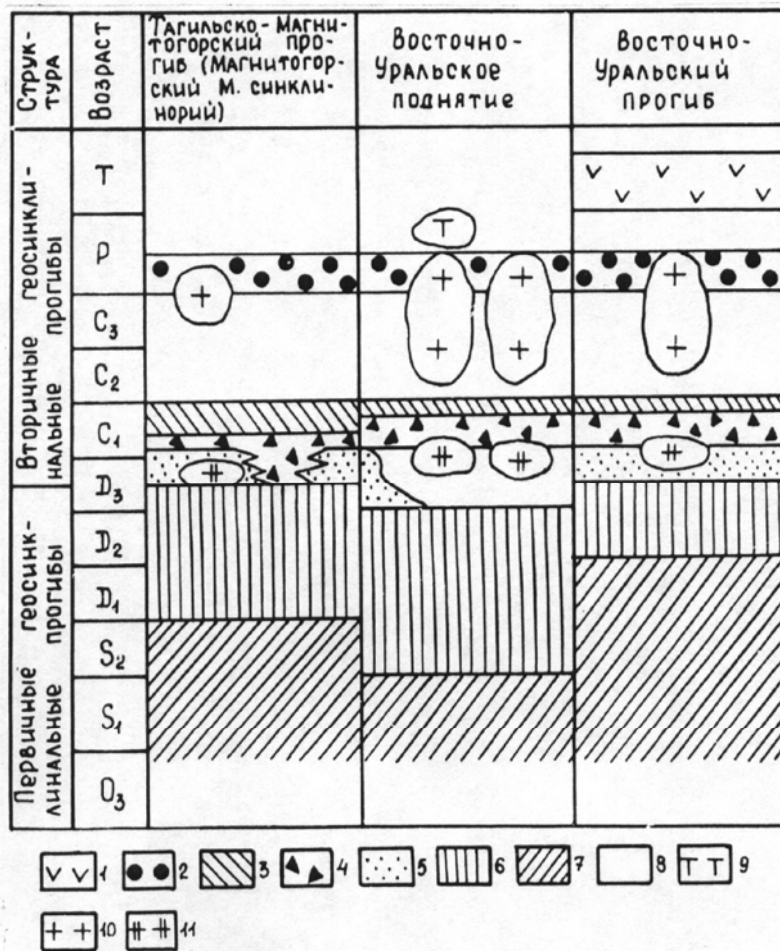


Рис. 9а. Схема корреляции важнейших магматических и осадочных формаций прогибов и поднятий восточного склона Урала в каледоно-варисском цикле [14, 35, 42, 102, 103, 136, 167, 200, 215, 216, 235, 243, 264].

Стадии [230]. Континентальная, формации: 1 – трапповая, 2 – нижняя моласса; предконтинентальная, К-На, иногда К формации: 3 – базальт-трахиандезит-трахилипаритовая, липарит-базальтовая, липаритовая, андезитовая; флишевая, формации: 4 – плагиогранитных флишеидов, 5 – грауваккового флиша; островодужная, 6 – в низах разреза На, местами К-На формации: базальт-андезит-дацит-плагиолипаритовая, базальт-липаритовая, диабаз-плагио-липаритовая, андезит-базальтовая, базальт-андезит-базальтовая; океаническая, натриевые формации: 7 – спилит-диабазовая, спилит-диабаз-кремнистая, базальт-липаритовая, базальтовая, 8 – нет отложений. Интрузивные формации: 9 – миаскитовая, 10 – гранитная, 11 – плагиогранитная.

бургского Урала (D<sub>3</sub>) – Г. И. Самаркин [215]. Позже подобная формация (D<sub>3</sub>) для всего поднятия была выделена нами [174, 186]. При этом она подразделена на синкинематическую мигматит-плагиогранитную субформацию (впервые выделена на Урале), развитую в ядрах ГК, и посткинематическую. ГК в Восточно-Уральском поднятии образуют две прерывистые цепочки – западную, где сильнее развиты НГК, и восточную, с преобладанием ОГК (главный гранитный пояс Урала [215]). К нему приурочена большая часть плагиогранитных и гранитных массивов.

Продуктами размыва плагиогранитоидов в Восточно-Уральском поднятии сложена ФПФ мощностью до 500 м (кабанская свита Южного Урала, домбаровская толща Мугоджар). Реже встречаются обломки плагиогнейсов, плагиомигматитов, амфиболитов. Количество плагиогранитного материала достигает часто 90-95%. Возраст ФПФ в Кочкарском районе определен фаунистически как C<sub>1</sub>t<sub>2</sub>-v<sub>2,3</sub> [164], а южнее – C<sub>1</sub>t<sub>2</sub>-v<sub>1</sub> [32]. Для ФПФ характерна плохая окатанность обломков, почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Учитывая факт пересечения плагиогранитами известняков с фауной D<sub>2</sub>, а также почти полное отсутствие отложений D<sub>3</sub><sup>2</sup>-C<sub>1</sub>t<sub>1</sub> в Восточно-Уральском поднятии (размыты в связи с диапиризмом плагиогранитного этапа) [43, 173, 223], мы принимаем возраст плагиогранитной формации в этой структуре как D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>t<sub>1</sub>. К-Аг возраст массивных плагиогранитов – 350-310 млн. лет [173, 215], иногда до 395 млн. лет [215], что согласуется с геологическими данными.

В гранитной формации (C<sub>1</sub>-P<sub>1</sub>) также выделяется синкинематическая мигматит-гранитная (в ГК) и посткинематическая субформации [173]. Породы формации секут, метаморфизуют и гранитизируют ФПФ [186].

Все сказанное о плагиогранитной и гранитной формациях Восточно-Уральского поднятия относится и к Зауральскому поднятию [204]. Возраст плагиогранитной формации C<sub>1</sub>t<sub>2</sub>-n, а гранитной – PZ<sub>3</sub> [226]. В этой структуре также широко развиты флишеиды (C<sub>1</sub>), которые, возможно, представляют собой ФПФ. Однако состав обломков изучен плохо. Приведенные данные легли в основу гипотезы о том, что в O<sub>2</sub>-D<sub>2</sub> время на площади поднятий, как и в прогибах, был эвгеосинклинальный режим [43, 208, 258]. Образование же поднятий произошло позже, в начале в связи с плагиогранитным, а затем гранитным магматизмом и ростом ГК, начиная с верхнего девона [43, 79, 208, 235, 249, 257]. По этой точке зрения, которую разделяет и автор [173], ядра и обрамления ГК являются закономерным продуктом развития палеозойской эвгеосинклинали. В то же время приведенные выше аргументы в пользу наличия докембрийских пород в ГК и особенно «древние» цифры абсолютного возраста в их ядрах заставили многих геологов

[35, 92, 140, 189, 200] рассматривать эти ядра как выступы или как блоки докембрийского «сиалического фундамента».

На западном склоне Урала самая западная структура – Предуральский краевой прогиб – сложена преимущественно нижней ( $C_{2-3}$ ) и верхней ( $P_1-T$ ) молассами, образовавшимися в орогенную стадию развития палеозойского Урала [43]. Следующая к востоку структура – Западно-Уральская внешняя зона складчатости – сложена палеозойскими эвгеосинклинальными отложениями. Ее формационный состав аналогичен прогибам восточного склона [43]. Допалеозойские породы развиты в обширном Центрально-Уральском поднятии, которое состоит из двух частей. Юго-западная часть (западная часть Башкирского мегантиклинория к западу от Юрюзань-Зюраткульского разлома) сложена почти неметаморфизованными существенно осадочными толщами рифея (бурзянская и др. серии) [27, 28, 43]. На севере вскрываются [178, рис. 3] мигматиты тараташского комплекса ( $PR_1$ ), представляющего, по-видимому, ядро крупного ГК, периферия которого погребена под отложениями рифея. Мелкие останцы рифейских пород установлены также в центре комплекса. Вся остальная часть Центрально-Уральского поднятия, а именно: восточная зона Башкирского мегантиклинория, Уралтауский, Кваркушско-Каменногорский, Ляпинско-Исовской [43] мегантиклинория и заключенные между ними синклинории, а также западная и восточная зоны Полярного Урала [168], многими геологами рассматриваются как байкальская эвгеосинклиналь с полным циклом развития [43, 92, 137, 168, 194, 212, 219, 226, 256]. Возраст ее одни геологи считают венд-кембрийским [219] или преимущественно кембрийским [137], другие – рифейско-кембрийским [193, 240].

Об эвгеосинклинальном режиме площади свидетельствует: 1. широкое развитие вулканитов, прежде всего толеитов. На Полярном Урале объем вулканитов достигает местами 90 % объема толщ [126]; 2. закономерная смена вверх по разрезу натриевых вулканитов [24, 194, 212, 219] и плутонитов [168, 193, 240] кали-натриевыми и калиевыми с одновременным увеличением количества кислых разностей; 3. наличие орогенных формаций, представленных кали-натриевыми гранитами кембрия [168] и кембро-ордовика, молассами лаптопайской [204], орангской [168], хойдышорской и хуутинской [194] свит; 4. интенсивный динамотермальный метаморфизм фации зеленых сланцев, которым поражены главным образом нижние (дохобеинские) свиты [43, 137]; 5. наличие ГК, возраст субстрата ядер в которых одни геологи отождествляют в основном с возрастом осадочно-вулканогенных толщ байкалит [43, 137], другие считают его более древним [168, 194, 240].

Вместе с тем многие указывали на неполноту рядов геосинклинальных формаций в этой области. Наиболее полно это показано С.Н.

Ивановым и др. [242], отметившим отсутствие на Приполярном и Полярном Урале раннегеосинклинальных офиолитов, «полосчатых кремней – яшм», мощных островодужных андезитовых серий.

Сейчас мы лишь отметим, что именно ГК, как на западном, так и на восточном склонах Урала, являются ключевыми структурами, при изучении которых могут быть решены многие кардинальные вопросы геотектоники Урала.

### **Вишневогорско-Ильменогорский и Ларинский купола – генотип неокаймленных гнейсовых куполов**

Стратиграфические доказательства возраста субстрата ядер куполов

**Неокаймленные ГК впервые выделены автором и В.Ф. Турбановым [188]. Детально изученные Вишневогорско-Ильменогорский и Ларинский ГК описываются здесь как генотип НГК.** Оба ГК расположены рядом на юго-востоке Восточно-Уральского поднятия (рис. 9, 10). В окружении куполов, в том числе и между ними развита изученная нами [33, 34, 165, 173, 187, 235] непрерывная слабо метаморфизованная осадочно-вулканогенная эвгеосинклинальная серия мощностью более 5200 м. Возраст ее фаунистически охарактеризован от  $S_1$  до  $D_2$ . Низы (1200-1600 м) ее (нижняя вулканогенная и переходная толщи) сложены пироксен-плаггиоказовыми порфиритами, диабазами, спилитами с прослоями углисто-кремнистых сланцев и углстых яшмоидов с фауной радиолярий. В углстых яшмоидах Б.М. Садрисламовым определены радиолярии  $S_{1L2-3}$ : *Spongosphaera sp.*, *Cromyosphaera sp.*, *Caryosphaera sp.* и др. [235].

Выше согласно, через переслаивание, залегает мощная (до 700 м) однородная толща углисто-кремнистых сланцев ( $S_{1L3-v}$ ) с радиоляриями и граптолитами верхов верхнего лландовери (рис. 11). По сборам К.П. Плюснина и нашим [33, 34, 235] Т. Н. Корень определены граптолиты: *Stomatograptus grandis* (Suess.), *Pristiograptus sp. indet.* и др. Аналогичный контакт установлен [33] в 4 км к юго-западу от дер. Большаково. Выше согласно, через переслаивание (рис. 12), расположены нижне- и верхнекундравинская (600-1000 м) толщи ( $S_2-D_2$ ), почти повсеместно представленные базальт-андезит-плаггиолипаритовой формацией. Этот контакт перебурен скв. 212 (192 м), М 124 (268 м) и др. [33]. Вблизи обоих ГК вулканиты в толщах фациально замещаются ритмическими флишоидами, состоящими из кварцитовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, образовавшихся, по-видимому, при размыве углисто-кремнистых сланцев. В верхах верхнекундравинской толщи появляются прослои углстых известняков с криноидеями.



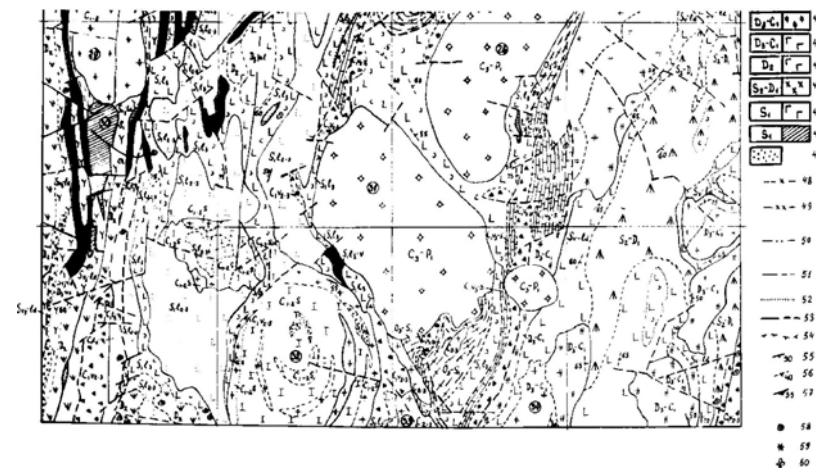
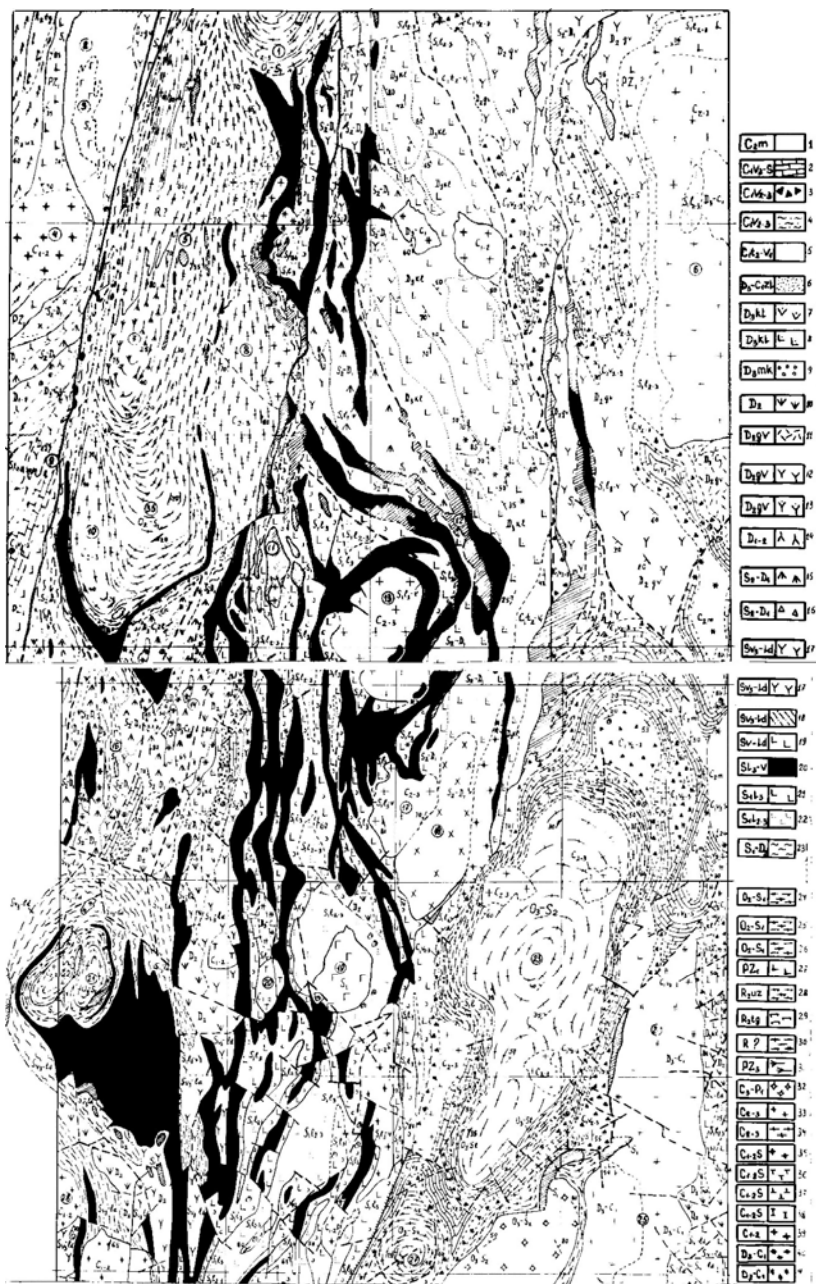


Рис. 10. Геологическая карта центральной части Восточно-Уральского поднятия.

Составлена В.Ф. Турбановым, Т.Н. Парашиной и др. по результатам геологических съемок масштаба 1:50 000 В.Ф. Турбанова, Ю.Д. Панкова, Т.Н. Парашиной, Ю.Н. Юрецкого, В.П. Костарева, А.И. Батанина, В.Ф. Иванова и др. с изменениями Ю.Д. Панкова.

1 – известняки, конгломераты, песчаники, алевролиты, филлиты; 2 – мраморы, известняки, кварциты по известнякам, песчаники; 3 – песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, филлиты, углистые филлиты (верхи разреза формации плагиогранитных флишоидов); 4 – то же, метаморфизованные в гранитном этапе (сланцевые обрамления ОГК); 5 – алевролиты, песчаники, сланцы углисто-кремнисто-глинистые, угли (низы формации плагиогранитных флишоидов); 6 – зилаирская свита. Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, сланцы глинисто-кремнистые и биотит-амфиболиты; 7 – колтубанская свита. Порфириды андезито-базальтовые; 8 – колтубанская свита. Порфириды базальтовые, андезито-базальтовые, их туфы, туфолавы, туффиты, яшмоиды; 9 – мукасовская толща. Сланцы кремнистые; 10 – порфириды трахибазальтовые, трахиандезитовые, их туфы, порфиры трахитовые, порфириды базальтовые, андезитовые, дацитовые, их туфы, известняки; 11 – порфиры липаритовые; 12 – порфириды базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые, дацитовые, их туфы, порфиры плагиолипаритовые, известняки; 13 – эффузивы разного состава и их туфы; 14 – порфириды трахибазальтовые, их туфы, туффиты, известняки; 15 – порфириды базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, дацитовые, их туфы, порфиры плагиолипаритовые, туфопесчаники; 16 – кварцитовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 17 – порфириды базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые, порфиры плагиолипаритовые, сланцы углисто-кремнистые; 18 – алевролиты, песчаники, сланцы углисто-кремнистые; 19 – базальтовые порфириды; 20 – сланцы углисто-кремнистые, углисто-глинистые; 21 – туфоалевролиты, туфопесчаники, сланцы углисто-кремнистые, базальтовые порфириды; 22 – диабазы, спилиты, вариолиты, базальты, фтаниты; 23 – сланцевые обрамления НГК, сформировавшиеся в плагиогранитный и гранитный этапы по силуро-девонскому осадочно-вулканогенному субстрату. Возраст субстрата указан на карте. Сланцы биотитовые, гранат-биотитовые, ставролит-биотитовые, роговообманково-биотитовые; 24 – плагиомигматиты по амфиболитам ядер гнейсовых куполов, сформировавшиеся в плагиогранитный этап, возраст субстрата указан на карте; 25 – гранитные мигматиты по амфиболитам ядер гнейсовых

куполов, сформировавшиеся в гранитный этап. Возраст субстрата указан на карте; 26 – то же по плагиогнейсам и плагиомигматитам; 27 – гнейсы, сланцы гранат-ставролит-биотитовые, кварциты, амфиболиты, зеленые сланцы, филлиты, сланцы углисто-кремнистые; 28 – уреньгинская свита. Филлиты, филлиты графитистые, сланцы слюдяно-кварцевые; 29 – таганайская свита. Кварциты, кварцитовидные песчаники, кварцево-сланцевые сланцы с гранатом и ставролитом; 30 – селяннинская толща. Плагиогранитные и гранитные мигматиты по амфиболитам и плагиогнейсам; 31 – миаскиты и сиениты; 32 – граниты биотитовые, среднезернистые порфириформные, граниты лейкократовые мелкозернистые; 33 – граниты лейкократовые мусковитизированные массивные; 34 – гнейсо-граниты биотитовые и амфиболовые порфириформные; 35 – граниты биотит-роговообманковые субшелочные, граниты лейкократовые; 36 – сиениты; 37 – граносиениты, гранодиориты, адамеллиты; 38 – сиенито-диориты субшелочные; 39 – граниты биотитовые субшелочные, граниты лейкократовые; 40 – плагиограниты биотитовые лейкократовые второй фазы; 41 – плагиограниты меланократовые и тоналиты первой фазы; 42 – габбро; 43 – габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты; 44 – диориты биотит-роговообманковые, кварцевые диориты; 45 – габбро, габбро-диабазы; 46 – серпентиниты, тальк-карбонатные породы; 47 – роговики; 48 – постепенная граница между ядрами и сланцевыми обрамлениями НГК; 49 – резкая граница между ядрами и сланцевыми обрамлениями ОГК; 50 – внешняя граница сланцевых обрамлений ОГК и НГК, проведенная по изограде биотита; 51 – границы между разновозрастными образованиями, достоверные и предполагаемые; 52 – фациальные границы между разновозрастными образованиями; 53 – тектонические границы достоверные и предполагаемые; 54 – тектонические границы с указанием направления падения поверхности сместителя, предполагаемые; 55 – наклонное залегание пластов; 56 – наклонное залегание кливажа; 57 – полосчатость и гнейсовидность в интрузивных породах.

Места находок ископаемых остатков: 58 – беспозвоночных, 59 – простейших, 60 – листовой флоры.

Цифры в кружках – ГК: 5 – Вишневогорско-Ильменогорский (южная часть), в нем мигматитовые брахиантиклинали – 1 – Аргазинская, 8 – Кисегачская, 10 – Чашковская, 35 – Еланчикская; 21, 22 – Ларинский; 23 – Варламовский; 25 – Пластовский; 26 – Борисовский; 27 – Еремкинский; 31 – Санарский. Интрузивные массивы: 2 – Северо-Тургоякский ультрабазитовый, 3 – Тургоякский габбровый, 4 – Южно-Тургоякский гранитный, 6 – Челябинский гранитоидный, 7 – Ильменогорский миаскитовый, 9 – Миасский ультрабазитовый, 11 – Чебаркульский ультрабазитовый, 12 – Камбулатовский ультрабазитовый, 13 – Камбулатовский гранитный, 14 – Кундравинский плагиогранитный, 15 – Семихинский плагиогранитный, 16 – Билярский габбровый, 17 – Ключевской гранитный, 18 – Ключевской гранодиоритовый, 19 – Большаковский габбровый, 20 – Соколовский сиенитовый, 24 – Коелгинский плагиогранитный, 28 – Уйский гранитный, 29 – Вандышевский гранитный, 30 – Аминевский ультрабазитовый, 32 – Степнинский сиенито-диоритовый, 33 – Черноборский гранитный, 34 – Чернореченский плагиогранитный.

Еще выше согласно, через переслаивание, залегают мраморизованные известняки карбонатной толщи ( $D_2$ ) с фауной (мощность до 300 м). Нами в известняках были собраны криноидеи, амфипоры и табуляты [33, 149, 235]. Определения фауны произведены научным сотрудником ЛГУ Р.С. Елтышевой (криноидеи), палеонтологами ПГО «Уралгеология» О.В. Богоявленской (амфипоры) Ф.Е. Янет (табуляты) и В.С. Милициной (криноидеи). Среди криноидей определены: *Cupressocrinites cf. gracilis* Goldf., *C. cf. planus* Schew., *C. cf. tripartitus* Schew. и др., что характерно для  $D_2$ , иногда для  $D_1^2$ . Этот возраст под-

тверждается по амфипорам и табулятам [235]. Все вулканы серии относятся к натриево-магнезиальному типу. Над этой серией залегают К-Na пироксеновые порфириты верхней вулканогенной толщи ( $D_3^1$ ) – аналога колтубанской свиты. Еще выше, к югу от Вишневогорско-Ильменогорского ГК установлены [167] бластоосаммитовые сланцы зилаирской свиты с фауной. Наши данные полностью опровергают ордовикский возраст известняков указанной серии и доордовикский возраст толщи углисто-кремнистых сланцев, предполагавшиеся Н.Ф. Мамаевым [140].

Здесь же надо сказать о находках в указанной серии ( $S_1$ - $D_2$ ) якобы доордовикских микрофоссилий [167]. На рис. 13 показано размещение различных типов ископаемой органики на южной периклинали Вишневогорско-Ильменогорского ГК и к югу от него. Видно, что точки находок микрофоссилий расположены вблизи точек находок макрофауны и в одних и тех же породах. Особенно наглядно это видно на примере толщи углисто-кремнистых сланцев, которая хорошо обнажена и сложена по существу одной породой, которую ни с какой другой спутать нельзя. В ней, наряду с радиоляриями и граптолитами  $S_1$ , микрофоссилии установлены на Сарафановых горах, восточнее Камбулатовского гранитного массива, южнее пос. Темир. Микрофоссилии установлены в этой же толще на хр. Игиш, где в ней обнаружены неопределимые членики криноидей [248]. Таким образом, доордовикский возраст микрофоссилий опровергается прямыми палеонтологическими данными.

Переходя к стратиграфии высокометаморфизованных пород, необходимо снова обратить внимание на толщу углисто-кремнистых сланцев («чулаксайскую» свиту Н.Ф. Мамаева [140]), которая, как мощный маркирующий горизонт, обрисовывает структуры обоих ГК (рис. 12, 13), [173, рис. 1]). Она, несомненно, является той же самой нижнесилурийской толщей углисто-кремнистых сланцев, которая развита среди низкометаморфизованных отложений в окружении ГК, т. е. на ней повсеместно (!) согласно [235, рис. на стр. 27] залегают обе кундравинские толщи, а еще выше – фаунистически охарактеризованная карбонатная толща  $D_2$ . Под «чулаксайской» свитой в Вишневогорско-Ильменогорском ГК согласно, через переслаивание, залегают амфиболиты, гнейсы и мигматиты ильменогорской свиты, фирсовской и селяннинской толщ. В них исходным субстратом для аллохимических метаморфитов служат главным образом амфиболиты. В Ларинском ГК под «чулаксайской» свитой согласно, через переслаивание, залегают вулканогенно-осадочная и нижняя вулканогенная толщи.

Взаимоотношения между «чулаксайской» свитой, обрамляющей ГК, и нижележащими высокометаморфизованными породами нами изучались в восточном крыле Ларинского ГК. Здесь скважина 253 38

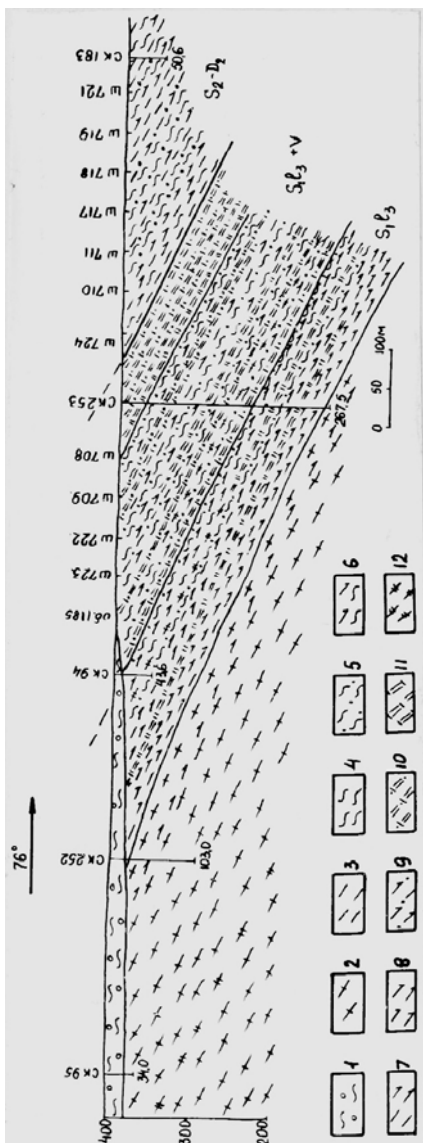


Рис. 11. Согласно, через переслаивание, залегание толщи углисто-кремнистых сланцев ( $S_{13}$ -v) на высокометаморфизованных отложениях переходной толщи ( $S_{13}$ ) в восточном крыле Ларинского гнейсового купола.

1 – четвертичные отложения, 2 – гранитогнейсы и гранитные мигматиты, 3 – биотитовые плагиогнейсы, 4 – биотитовые сланцы, 5 – биотит-гранатовые сланцы, 6 – биотит-роговообманковые сланцы, 7 – биотит-роговообманковые плагиогнейсы, 8 – плагиоклазовые амфиболиты, 9 – то же с гранатом, 10 – углисто-кремнистые сланцы с гранатом, 11 – углисто-кремнистые сланцы, 12 – плагиомигматиты.

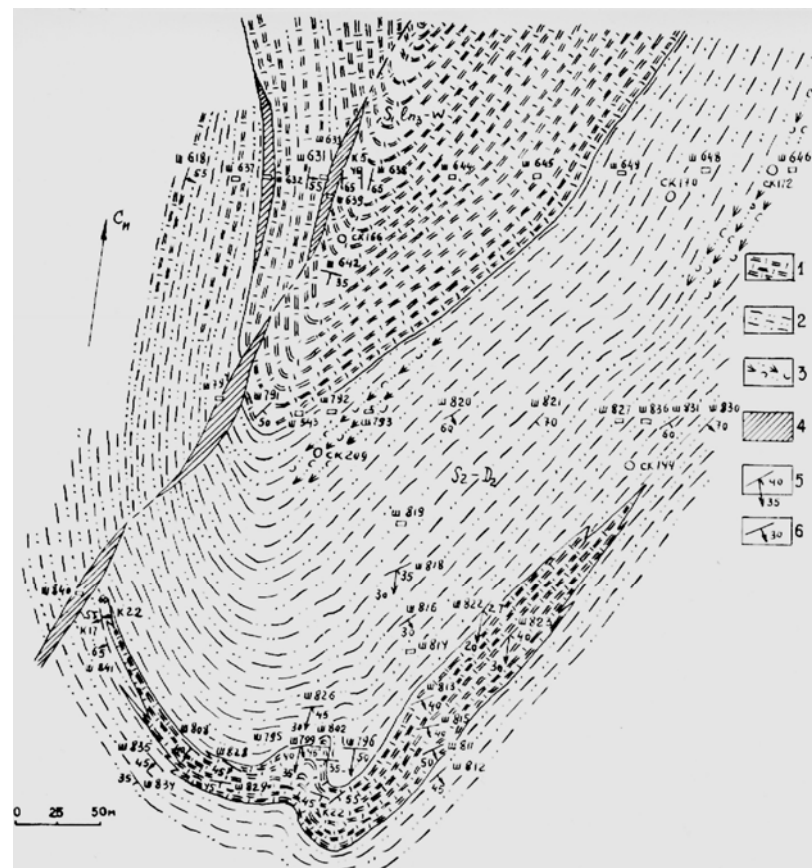


Рис. 12. Геологический план южного периклинального замыкания Вишневогорско-Ильменогорского гнейсового купола. Видно согласное, через переслаивание, залегание нижнекундравинской толщи ( $S_2 - D_2$ ) на толще углисто-кремнистых сланцев ( $S_{13}$ -v).

1 – углисто-кремнистые сланцы, 2 – песчаники кварцевые, 3 – туффиты плагиоклазовых порфиритов, 4 – серпентиниты и тальковые сланцы, 5 – элементы залегания сланцеватости и линейности, 6 – элементы залегания слоистости.

(рис. 11), пройдя графитизированные углисто-кремнистые сланцы «чулаксайской» свиты, вошла в биотит-роговообманковые сланцы с прослоями амфиболитов (вулканогенно-осадочная толща). Среди амфиболитов установлено 40 согласных прослоев графитизированных углисто-кремнистых сланцев и графитовых кварцитов. При этом вглубь ГК степень метаморфизма этих пород увеличивается. Мощность прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 30 м. На

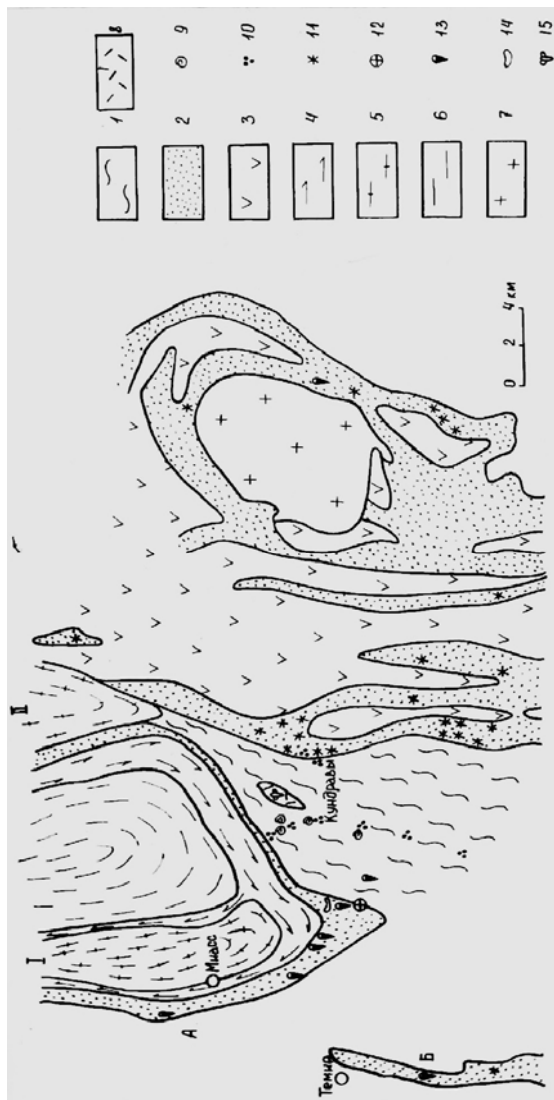


Рис. 13. Схема размещения ископаемой фауны и флоры на южной периклинали Вишневогорско-Ильменогорского гнейсового купола. Составлена по материалам [33, 34, 165, 167, 235].  
 1 – нижне- и верхнекундравинские толщи, 2 – толща углисто-кремнистых сланцев, 3 – нижняя вулканогенная и переходная толща, 4 – ильменогорская свита, 5 – гнейсо-граниты и гранитные мигматиты Чашковского (I) и Кисегачского (II) массивов, 6 – плагиогнейсы и мигматиты Еланчикской брахмантиклинали, 7 – граниты, 8 – зилаирская свита. Места находок фауны и флоры: 9 – криноидей и кораллов D<sub>3</sub>, 10 – спор D, 11 – радиоларий S<sub>1,2,3</sub>, 12 – проблематики палеозоя, 13 – микрофилитолитов PR<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>, 14 – криноидей палеозойского (ближе не определенного) возраста, 15 – листовая флора D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>.  
 А – район южного периклинали замкнания Вишневогорско-Ильменогорского ГК, Б – район пос. Темир в 10 км к югу от этого периклинали замкнания.

этом примере демонстрируется согласный характер границы «чулаксайской» свиты с подстилающими кристаллическими сланцами.

В Вишневогорско-Ильменогорском ГК аналогичные взаимоотношения между «чулаксайской» свитой и нижележащими высокометаморфизованными породами автором установлены на западном склоне Ильменских гор (рис. 14) и в г. Миассе по ул. Динамитной. Еще раньше С.В. Чесноковым [248, 249] такие же взаимоотношения установлены на южном берегу Миасского пруда, по ул. Крестьянской в г. Миассе, в траншее газопровода севернее д. Черной и на «кигишском перешейке» между озерами Еланчик и Кундравинским. Многочисленные прослои графитовых кварцитов среди амфиболитов и гнейсов встречаются постоянно и в других местах обоих ГК, иллюстрируя с одной стороны, стратиграфическую непрерывность разреза, а с другой, – удивительное сходство их строения с разрезами нижней вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщ в синклинорных структурах, где аналогами графитовых кварцитов являются углисто-кремнистые сланцы, образующие многочисленные прослои среди основных вулкани-тов.

Таким образом, под одной и той же толщей углисто-кремнистых сланцев в синклинориях согласно залегают отложения кремнисто-диабазовой формации, а в ядрах ГК, также согласно, – амфиболиты и другие кристаллические сланцы [235, стр. 27]. Из сказанного следует, что высокометаморфизованные породы ГК являются стратиграфическим аналогом нижнесилурийской, частично верхнеордовикской кремнисто-диабазовой формации.

### Интрузивный магматизм

Выделяются следующие интрузивные формации [33, 34, 173].

1. Дунит гарцбургитовая (S<sub>1</sub>). В пределах фации зеленых сланцев представлена серпентинитами. В более высокотемпературных фациях – тремолит-актинолитовыми породами, бесполовошпатовыми амфиболитами и оливин-энстатитовыми породами.

2. Габбровая (S<sub>1</sub>). Близка по составу толеитам нижней вулканогенной толщи. Наиболее крупным (8 × 6 км) является Большаковский массив.

3. Плагиогранитная (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>t). Здесь мы остановимся лишь на посткинematicкой субформации, к которой относятся небольшие плутоны массивных биотитовых плагиогранитов, развитых главным образом вблизи ГК. Местами в них содержится первичный микроклин (до 5-10 %). С ними ассоциируют дайки плагиогранит-порфиоров. В ядрах развиты плагиопегматиты. Петрохимически плагиогранитоиды близки плагиориолитам кундравинских толщ, что свидетельствует об их ко-

магматичности. Возраст субформации определяется как  $D_3^2-C_1t_1$  на основании секущих контактов с известняками  $D_2$  и по наличию гальки плагиогранитов в ФПФ  $C_1t_1-v$  возраста. Абсолютный возраст субформации, определенный К-Аг и Rb-Sr методами, – 335-309 млн. лет [33, 34, 173, 231, 233], что близко к геологическому возрасту.

4. Перидотитовая ( $C_1$ ). Представлена массивами серпентинитов, преимущественно антигоритовых, которые развиты как в ГК, главным образом в центральных частях их ядер, так и вдали от них. Местами в серпентинитах отмечаются реликтовые участки гарцбургитов. В районе дер. Сухтели С.В. Бабкиным установлены гипербазиты, рвущие отложения нижнего визе. Подобные факты установлены и в других местах [226, 258]. В ультрабазитах часто отмечаются ксенолиты плагиогнейсов, амфиболитов и других метаморфитов. Сами ультрабазиты подвергаются позднепалеозойской гранитной мигматизации.

5. Габбро-гранитная ( $C_1$ ). Представлена Кумлякским, Краснокаменским и др. массивами с последовательностью формирования – габбро, диориты, гранодиориты, сиениты, граниты. С формацией связаны скарновые месторождения железа. Возраст ее определяется на основании прорыва ею динамотермально метаморфизованных (возраст метаморфизма  $D_3^2-C_1t_1$ ) пород.

6. Гранитная ( $PZ_3$ ). Ранние члены ее представлены послойными инъекциями гнейсовидных гранитов (синкинематическая субформация). Посткинематическая субформация представлена мелкими интрузиями массивных биотитовых гранитов и дайками гранитов, аплитов и гранитных пегматитов, которые развиты как в ГК, так и за их пределами.

7. Миаскитовая формация ( $PZ_3$ ). Представлена Ильменогорским и Вишневогорским массивами, приуроченными к ядру Вишневогорско-Ильменогорского ГК.

Таким образом, интрузивные образования района подразделяются на две группы, в каждой из которых во времени происходит смена ультраосновных и основных разновидностей все более кислыми. Это, согласно Ю.А. Кузнецову, является общей закономерностью магматизма эвгеосинклиналей. Ранняя группа интрузивных пород (без ультрабазитов) имеет натриевый характер и соответствует по этому признаку вулканитам нижней вулканогенной и кундравинских толщ. Вторая группа основных-кислых интрузивных пород имеет калий-натриевый характер. Ей соответствуют вулканиты верхней вулканогенной толщ, а в соседних Магнитогорском и Арамилско-Сухтелинском мегасинклинориях – К-Na вулканиты базальт-трахиандезит-трахилипаритовой, базальт-липаритовой [243] и липарит-базальтовой формаций нижнего карбона [102].

## Метаморфизм. История минеральных парагенезисов в метаморфитах и мигматитах Вишневогорско-Ильменогорского и Ларинского куполов

Изучение метаморфических пород показало [33, 34, 92, 166, 167, 173, 217, 248], что они часто не представляют собой одновременно образовавшихся минеральных сообществ, а являются совокупностью наложенных друг на друга минеральных ассоциаций и отдельных минералов (табл. 2, 3). Для каждого типа пород самая ранняя метаморфическая ассоциация в первом приближении является существенно изохимической. Это подтверждается близостью химических составов ранних ассоциаций составам их слабометаморфизованных стратиграфических эквивалентов. Так, например, химические составы амфиболитов почти тождественны химическим составам толеитов нижней вулканогенной толщ. Такая же аналогия наблюдается между углистыми яшмоидами, углисто-кремнистыми сланцами и графитовыми кварцитами. Минералы ранних ассоциаций образуют равновесные парагенезисы, т. к. между ними отсутствуют реакционные взаимоотношения. Для краткости минералы этих ассоциаций будут называться *изохимическими*.

Более поздние метаморфические парагенезисы развиваются по ранним ассоциациям, как правило, с изменением химического состава. Мы называем их *аллохимическими*. Минералообразование контролируется трещинками расщепления. Наиболее ярким примером такого метаморфизма является образование плагиогнейсов по амфиболитам.

Выделение изохимических и аллохимических метаморфитов, на наш взгляд, имеет большое значение, т. к. позволяет установить состав исходного субстрата. Эта проблема успешно решается для основных, карбонатных и кремнистых пород. Что касается пелитов, то здесь решение наталкивается на значительные трудности, которые обусловлены наличием одноименных минералов в изохимических и аллохимических метаморфитах. Речь идет прежде всего о плагиоклазе, кварце и биотите – главнейших минералах процесса плагиогранитизации. Кроме них, такие казались бы типичные изохимические минералы, как амфиболы, пироксены, силлиманит, гранат, также иногда образуются аллохимически. Выделение продуктов изохимического метаморфизма значительно облегчается при сравнительном изучении однотипных по химическому составу пород из ранних метаморфических субфаций вплоть до слабоизмененных, сохранивших отчетливые признаки своего первичного происхождения.

Все разнообразие метаморфических и магматических парагенезисов в ГК связано с двумя этапами метаморфизма, магматизации, гра-



История минеральных парагенезисов тараташского мигматитового комплекса

Таблица 3

Этапы	Стадии	Процесс	Главнейшие парагенезисы	Новообразованные породы	Распространенность
ПЛАГИОГРАНИТНЫЙ	Предмагматическая	Прогрессивный субзихимический метаморфизм	Рп <sub>40-47</sub> + Кп <sub>30-35</sub> + Пл <sub>45-60</sub> Рп <sub>11-24</sub> + Кп <sub>21</sub> + Ол <sub>5-48</sub> + Шп + Хш Рп <sub>43-46</sub> + Кп + Пл <sub>45-50</sub> Кв + Гф	Двупироксеновые кристаллические сланцы, бронзититы и оливиновые энстатититы, метагабброиды, графитовые кварциты	7,4 0,4 1 0,3
		Метасоматическая плагиогранитизация	Кв + Пл <sub>28-39</sub> + Рп <sub>40-48</sub>	Эндербитовые плагиогнейсы	20
	Магматическая	Синкинематическая плагиогранитизация	Кв + Пл <sub>26-35</sub> (+ Рп <sub>42-48</sub> )	Плагиограниты, плутонические эндрбиты	20
		Посткинематический плагиогранитный магматизм	Кв + Пл <sub>21-30</sub>	Жилы плагиогранитов и плагиогранитных пегматитов	0,2 0,1
	Постмагматическая	Рудный железо – кремнистый метасоматоз	Кв + Рп <sub>45-83</sub> + Мт + Гр <sub>78-89</sub> + Кп <sub>31-52</sub> Рп <sub>33-65</sub> + Мт (+ Кп <sub>25-45</sub> ) Рп <sub>25-73</sub> + Кп <sub>28-42</sub>	Пироксен – магнетитовые кварциты, магнетитовые ортопироксениты, железистые безмагнетитовые ортопироксениты	0,04 0,02 0,04
Безрудный железо – кремнистый метасоматоз	Кв + Рп <sub>74-87</sub> + Гр <sub>90-97</sub> + Ол <sub>92-96</sub> + Кп <sub>80</sub> Рп <sub>80-87</sub> + Ол <sub>92-96</sub> + Гр <sub>90-97</sub>	Пироксен – гранатовые кварциты, фаялитовые эвлизиты	<0,001 <0,001		
ГРАНИТНЫЙ	Предмагматическая	Диафорез зелено – сланцевый	Ак <sub>17-19</sub> + Гр + Мт Ан <sub>2-4</sub> + Мт	Тремолит – актинолитовые породы, серпентиниты	0,9 1
		Амфиболитизация	Ро <sub>49-58</sub> + Пл <sub>35-40</sub> Ро <sub>16-68</sub>	Амфиболиты плагиоклазовые, в том числе апогаббровые, амфиболиты бесполовошпатовые	10 2 1
	Гранатизация	Гр <sub>78-90</sub>	Гранатовые амфиболиты	1	
	Биотитизация	Би <sub>48-68</sub>	Биотитовые сланцы	3	
	Метасоматическая калинатриевая гранитизация	Кв + Пл <sub>20-35</sub> + Ми + Би <sub>51-55</sub> (+ Рп <sub>74</sub> )	Гранито – гнейсы, иногда чарнокитовые	16	
	Магматическая	Синкинематическая гранитная мигматизация	Кв + Пл <sub>20-30</sub> + Ми (+ Рп)	Гранитные мигматиты, гнейсовидные граниты	15
		Посткинематический гранитный магматизм	Кв + Пл <sub>25-35</sub> + Ми + Рп <sub>50</sub> + Кп <sub>35</sub> Кв + Пл <sub>22-30</sub> + Ми	Жилы чарнокитовых гранитов, жилы аплитов, жилы гранитных пегматитов	0,1 0,2 0,1
	Постмагматическая	Кремнистый метасоматоз	Кв + Кд + Сл	Метасоматические кварциты	0,2
		Карбонатизация	Ат + Сд	Карбонатные породы	<0,001

нитизации и гранитообразования – плагиогранитным и гранитным, в каждом из которых выделяется предмагматическая, магматическая и постмагматическая стадии. Подробно история этих парагенезисов описана в работах автора [33, 34, 166, 173, 217] и других исследователей [79, 248].

Плагиогранитный этап метаморфизма, мигматизации и магматизма

Предмагматическая стадия

**Субзихимический метаморфизм.** Зональность субзихимического метаморфизма. В изохимически метаморфизованных породах района устанавливается четкая метаморфическая зональность, центры которой совпадают с ядрами Вишневогорско-Ильменогорского и Ларинского ГК (рис. 14, 15). Впервые она была отмечена Г.А. Мирлиным, затем С.В. Чесноковым [248] и автором [33, 34, 173, 217].

Для района наиболее подходит схема метаморфических фаций Ф. Тернера [173, 175]. В пределах от фации зеленых сланцев по амфиболитовую включительно мы выделяем 5 суб-фаций: силлиманит-альмандиновую, ставролит-кварцевую, кварц-альбит-альмандиновую, кварц-альбит-биотитовую, кварц-альбит-мусковит-хлоритовую. Первые две отвечают фации альмандиновых амфиболитов, три последних – фации зеленых сланцев. Фация эпидотовых амфиболитов в этой схеме отсутствует. Границы между субфациями совпадают с изоградами индекс-минералов – силлиманита, ставролита (или кианита I), альмандина I, биотита I. В. И. Ленных в ядре Вишневогорско-Ильменогорского ГК выделена гранулитовая фация метаморфизма [127].

**Метабазиты.** В гранулитовой фации представлены двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, которые в виде реликтов установлены в развивающихся по ним амфиболитах. Во всех других субфациях, кроме кварц-альбит-мусковит-хлоритовой и низкотемпературной части кварц-альбит-биотитовой, метабазиты представлены амфиболитами, которые образуют пласты мощностью от долей метра до 200 м. Подробная характеристика свойств минералов метаморфитов и других пород рассматриваемых ГК дана в ряде работ [33, 34, 127, 173, 175, 187, 248]. Там же даны взаимоотношения минералов и их парагенезисов.

В амфиболитах ставролит-кварцевой и кварц-альбит-альмандиновой субфаций часто встречаются реликты текстур и структур исходных вулканических и интрузивных пород – вкрапленников плагиоклаза и пироксена, обломки габброидов, реликты габбровой и габбро-диабазовой структур [173, рис. 15, 18], (рис. 16).

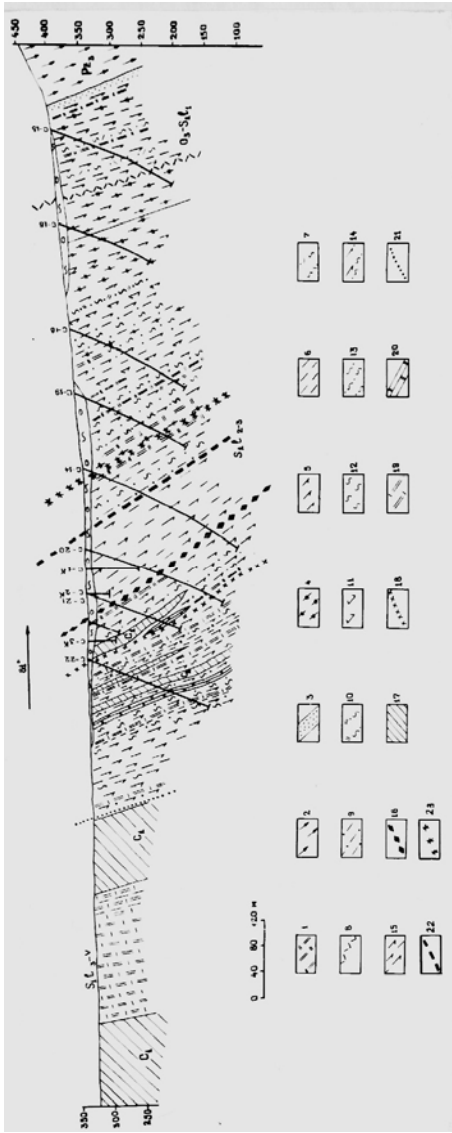


Рис. 14. Геологический разрез западного крыла Vishnevogorsko-Ilymenogorsky гнейсового купола через фирсовскую ( $O_3-S_{11}$ ), ильменогорскую ( $S_{12-3}$ ) толщи и толщу углисто-кремнистых сланцев ( $S_{13-V}$ ).  
 1 – графитовый кварцит, 2 – мискиит, 3 – фенит, 4 – гнейсовидный плагиогранит, 5 – амфиболит мезократовый, 6 – биотитовый плагиогнейс, 7 – сланец биотитовый с гранатом и силлиманитом, 8 – изограда силлиманита, 9 – биотитовый плагиогнейс с гранатом, 10 – сланец биотитовый с гранатом и графитом, 11 – пироксен-скаполитовый амфиболит, 12 – сланец биотитовый, 13 – сланец биотитовый с гранатом, 14 – сланец биотит-роговообманковый с гранатом, 15 – биотит-роговообманковый плагиогнейс, 16 – изограда ставролита, 17 – серпентинит, 18 – изограда графита, 19 – углисто-кремнистый сланец, 20 – мрамор, 21–22 – изограды: 21 – граната, 22 – кyanита, 23 – граница исчезновения реликтовых структур исходных пород.

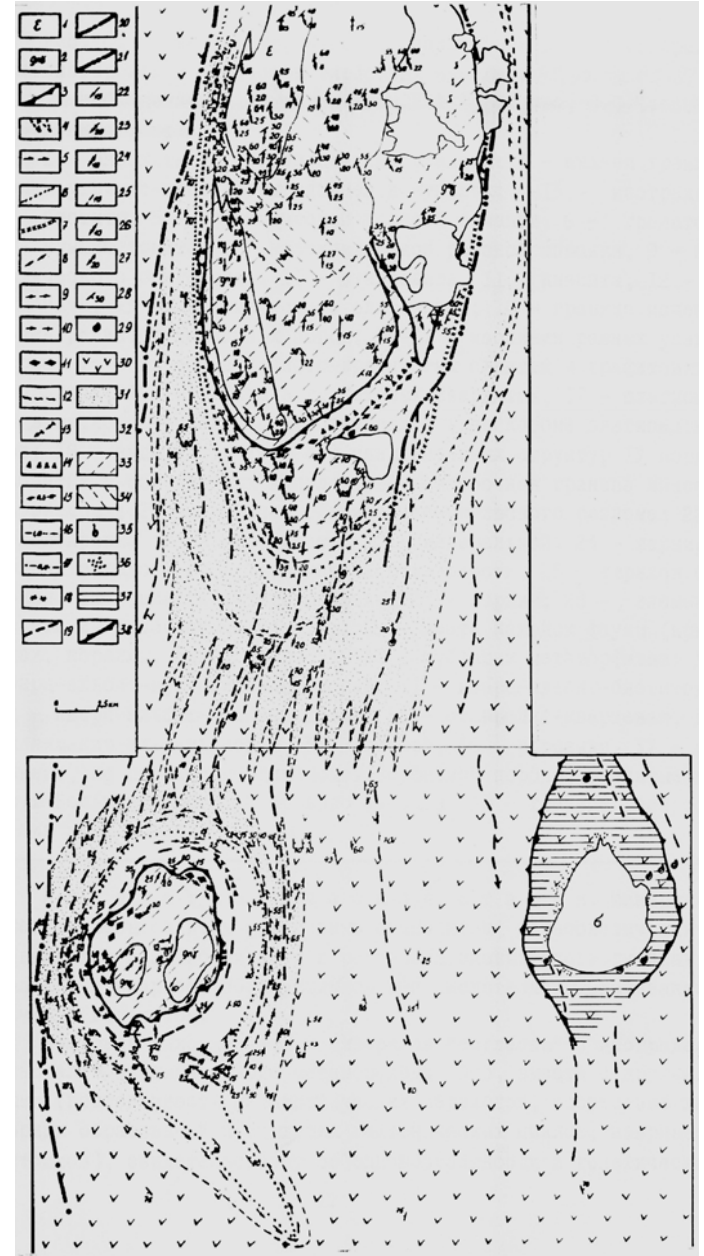


Рис. 15. Схема метаморфической зональности в Vishnevogorsko-Ilymenogorsky и Larinsk гнейсовых куполах [33, 34, 173, 175, 187, 217, 248].



1 – миаскиты; 2 – гнейсовидные граниты; 3 – нижняя граница толщи углисто-кремнистых сланцев в куполах; 4-15 – изограды: 4 – биотита, 5 – изохимической роговой обманки, 6 – граната, 7 – куммингтонита, 8 – аллохимической роговой обманки, 9 – аллохимического олигоклаза, 10 – ставролита, 11 – кианита, 12 – силлиманита, 13 – изохимического олигоклаза; 14 – граница исчезновения реликтов первичных пород; 15-17 – изолинии равных размеров зерен: 15 – кварца в углисто-кремнистых сланцах и графитовых кварцитах, 16 – графита в графитовых кварцитах, 17 – плагиоклаза в метасоматических плагиогнейсах и в лейкосоме плагиомигматитов; 18 – андалузит; 19 – оси синклинальных структур IV порядка, развитых в обрамлениях куполов; 20 – восточная граница Миасского разлома; 21 – западная граница Чебаркульского разлома; 22-27 – ориентировка типов линейности: 22 – минеральной, 23 – шарниров мелких складок, 24 – карандашной отдельности, 25 – штрихов скольжения, 26 – пластического течения, 27 – отрыва; 28 – элементы залегания плоскостных текстур; 29 – места находок фауны (криноидеи, кораллы, радиолярии); 30-34 – субфации метаморфизма: 30 – кварц-альбит-мусковит-хлоритовая, 31 – кварц-альбит-биотитовая, 32 – кварц-альбит-альмандиновая, 33 – ставролит-кварцевая, 34 – силлиманит-альмандиновая, 35 – габбро, 36 – роговики, 37 – массивные, не пораженные динамометаморфизмом породы, развитые вокруг Большаковского габбрового массива, 38 – граница распространения этих пород.

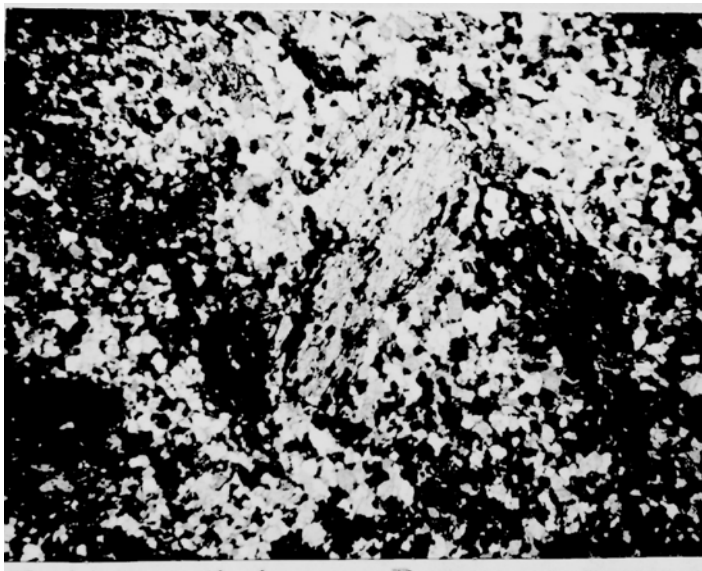


Рис. 16. Габбро-амфиболит. Видны контуры крупных зерен плагиоклаза. Сами плагиоклазы в пределах этих контуров нацело дезинтегрированы с образованием тонкозернистого (0,05-0,1мм) гранобластового агрегата. Западный склон Ильменских гор, кварц-альбит-альмандиновая субфация, скв. 21-76,  $\times 12$ , с анализ.

В силлиманит-альмандиновой субфации реликтовые структуры и текстуры отсутствуют. На основании этого проведена изограда исчезновения реликтовых текстур и структур (рис. 15).

В низкотемпературной части кварц-альбит-альмандиновой субфации, а также в кварц-альбит-биотитовой развиты порфиритоиды по пироксен-плагиоклазовым порфиритам. В них сохраняются реликты вкрапленников плагиоклаза и уралитизированного пироксена. Порфириды базальтового и андезитового составов, также местами превращенные в порфиритоиды, широко развиты в кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации.

Таким образом, исходными породами для метабазитов явились вулканы основного состава и, в меньшей степени, – габброиды. Для них выделяются следующие ассоциации изохимических минералов (по субфациям):

1. Пироксен-гранулитовая –  $Rp_{46-49} + Kp_{35} + Pl_{45-65}$ ;
2. Силлиманит-альмандиновая –  $Ro_{38-62} + Pl_{28-57} + Mt + (Gr_{75-87} + Gf)$ ;
3. Ставролит-кварцевая –  $Ro_{44-60} + Pl_{25-50} + Mt + (Gr_{74-78} + St + Gf)$ ;
4. Кварц-альбит-альмандиновая –  $Ro_{33-60} + Pl_{28-60} + Mt + (Gr_{69-76} + Gf)$ ;
5. Кварц-альбит-биотитовая –  $Ro_{33-60} + Pl_{20-28} + Mt + (Gr_{69-76} + Gf)$ ,  $Ac + Ab_{8-10} + Ep + Mt$ ;
6. Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая –  $Ac_{35-50} + Ab_{8-10} + Ep_{20-23} + Mt + Xl_{34-39}$ .

*Пелиты.* В гранулитовой фации достоверно пелиты не установлены. В силлиманит-альмандиновой субфации осадочные пелиты составляют, по-видимому, не более 1-2 %. Представлены они биотитовыми сланцами и плагиогнейсами, часто с графитом и пластинчатым силлиманитом.

Более широко биотитовые сланцы с кианитом и графитом развиты в ставролит-кварцевой, кварц-альбит-альмандиновой и высокотемпературной части кварц-альбит-биотитовой субфаций. В обоих ГК они часто ассоциируют с графитовыми кварцитами.

Мы выделяем в пелитовой группе следующие ассоциации изохимического метаморфизма (по субфациям):

1. Силлиманит-альмандиновая –  $Kv + Pl_{22-30} + Bi_{37-67} + (Sl + Gr_{70-85} + Kd_{27} + Gf)$ ;
2. Ставролит-кварцевая –  $Kv + Pl_{20-25} + Bi_{42-48} + (Ki + Gr + St + Gf)$ ;
3. Кварц-альбит-альмандиновая –  $Kv + Pl_{18-26} + Bi_{48-61} + (Gr_{70} + Ep + Gf)$ ;
4. Кварц-альбит-биотитовая –  $Kv + Pl_{20-24} + Bi_{38-60} + (Ep)$ ,  $Kv + Pl_{6-10} + Bi + Ep$
5. Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая –  $Kv + Pl_{8-10} + Ep + Xl + Cr$ .

*Углисто-кремнистые породы.* В пироксен-гранулитовой, силлиманит-альмандиновой и ставролит-кварцевой субфациях эти породы представлены графитовыми кварцитами. Они образуют пласты мощностью до 18 м.

В кварцитах ставролит-кварцевой субфации по отношению к силлиманит-альмандиновой резко возрастает доля кварца и графита при уменьшении долей всех остальных минералов. Особенно характерно уменьшение количества полевых шпатов (0-3 %). Это говорит о вторичной природе большей части полевых шпатов в графитовых кварцитах силлиманит-альмандиновой субфации. В низкотемпературной части ставролит-кварцевой субфации отмечается иногда чередование прослоев тонкозернистых графитовых кварцитов и углисто-кремнистых сланцев. Тут же в углисто-кремнистых сланцах наблюдаются согласные полосы, обогащенные тонкочешуйчатым графитом. Здесь проведена изограда графита. В пределах остальных субфаций широко развиты тонкозернистые углисто-кремнистые сланцы с радиоляриями, состоящие из кварца (0,1-0,03 мм) и углистого вещества. В Большаковской антиклинали встречены прослои неметаморфизованных углистых радиоляритов. От них к углисто-кремнистым сланцам наблюдается постепенный переход.

В силлиманит-альмандиновой, кварц-альбит-альмандиновой субфациях с графитовыми кварцитами и углисто-кремнистыми сланцами часто ассоциируют графитовые плагиогнейсы. В кварц-альбит-биотитовой субфации вместе с углистыми сланцами развиты биотитизированные углистые филлиты, а в кварц-альбит-мусковит-хлоритовой – углисто-глинистые сланцы. В Ларинском ГК в кварц-альбит-альмандиновой субфации в графитизированных углисто-глинистых сланцах развиты порфиробласты андалузита (хиастолита) размерами до 4 мм. Впервые он был установлен на юго-западе ГК С.В. Чесноковым [248], а затем на востоке – нами [34]. Это типичный изохимический минерал. Таким образом, исходными породами для графитовых кварцитов и углисто-кремнистых сланцев явились углистые радиоляриты, а для графитовых гнейсов – углисто-глинистые сланцы.

*Карбонатные породы.* В силлиманит-альмандиновой субфации эти породы встречены на восточном берегу оз. Бол. Миассово, где они представлены графитовыми мраморами. Мраморы установлены и во всех более низкотемпературных субфациях [33, 34, 165, 173, 248]. В кварц-альбит-биотитовой и кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфациях установлено, что белые мраморы развиваются по углистым известнякам.

*Метаультрабазиты.* В пироксен-гранулитовой субфации они представлены оливин-энстатитовыми породами. В силлиманит-альмандиновой субфации развиты бесполовошпатовые амфиболиты ( $f = 27,5$ ). Ксенолиты их установлены в серпентинитах ( $C_1$ ), секущих плагиомигматиты. Такие амфиболиты установлены также в ставролит-кварцевой субфации (Ларинский ГК). В кварц-альбит-альмандиновой субфации метаультрабазиты представлены тремолит-актинолитовыми

породами ( $f$  породы 21,6;  $f$  актинолита 10,4-12,5). В более низкотемпературных субфациях развиты серпентиниты.

**Аллохимический метаморфизм.** Изохимически метаморфизованные породы испытали многочисленные метаморфические превращения с существенным изменением химического состава. Все эти превращения протекали в условиях интенсивного стресса, приведшего к раздавливанию пород и образованию бесчисленного множества трещинок слоевого кливажа раскола. Именно они обусловили продвижение метаморфизирующих растворов с последующим заполнением трещинок продуктами их кристаллизации, а также перекристаллизацию исходного субстрата. Разрывные деформации свидетельствуют о том, что породы при метаморфизме обладали значительной хрупкостью.

*Клинопироксенизация, куммингтонитизация, эпидотизация.* Наиболее ранними аллохимическими минералами в ГК являются клинопироксен, куммингтонит и эпидот, которые развиваются вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости в амфиболитах.

*Плагиогранитизация.* После клинопироксена, куммингтонита и эпидота наблюдается интенсивное развитие кварца и плагиоклаза во всех образованных ранее породах (плагиогранитизация). Кварц и плагиоклаз образуют гранобластовый кварц-плагиоклазовый агрегат. Состав плагиоклаза в нем колеблется от № 20 до № 45, но преобладает олигоклаз. Низкотемпературная граница распространения кварц-плагиоклазового агрегата (изограда аллохимического олигоклаза) располагается вблизи изограды граната. Кварц и плагиоклаз развиваются вдоль трещин слоевого кливажа, образуя грубосогласные полосы и линзочки мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Такие линзочки и полосы часто пересекают крупные зерна всех ранее образованных минералов: роговой обманки I, граната I, кианита I (рис. 17). В свою очередь реликты ранее образованных пород и отдельные минералы их постоянно наблюдаются в более широких кварц-плагиоклазовых полосках. Иногда наблюдаются кососекущие контакты метасоматических плагиогнейсов с амфиболитами. При интенсивном развитии кварца и плагиоклаза от крупных зерен более ранних минералов остаются бесформенные реликты (рис. 18). В результате образуются различные по минералогическому составу метасоматические плагиогнейсы. Как правило, они замещают амфиболиты.

Устанавливается прямая зависимость между количеством новообразованного кварц-плагиоклазового агрегата в породах, размерами его зерен, с одной стороны, и степенью изохимического метаморфизма – с другой. Особенно отчетливо эта закономерность видна в Вишневогорско-Ильменогорском ГК. Здесь в силлиманит-альмандиновой субфации количество кварц-плагиоклазового агрегата в породах максималь-

но, а размеры зерен кварца и плагиоклаза колеблются около 1-1,5 мм. В пределах ставролит-кварцевой субфации размеры зерен кварц-плагиоклазового агрегата колеблются от 0,2 до 1,0 мм. Плагиогнейсы здесь тонкозернисты, и в них очень хорошо видна неравномерность реликтовых минералов по отношению к замещающему кварц-плагиоклазовому агрегату. Размеры зерен реликтовых минералов часто в 5-10 раз превышают размеры зерен кварца и плагиоклаза. В кварц-альбит-альмандиновой субфации размеры зерен кварц-плагиоклазового агрегата не превышают 0,1-0,2 мм. Метасоматические микроплагиогнейсы здесь встречаются редко. В кварц-альбит-биотитовой субфации новообразованного кварц-плагиоклазового агрегата нет. Изолинии размеров зерен в метасоматических плагиогнейсах показаны на рис. 15.

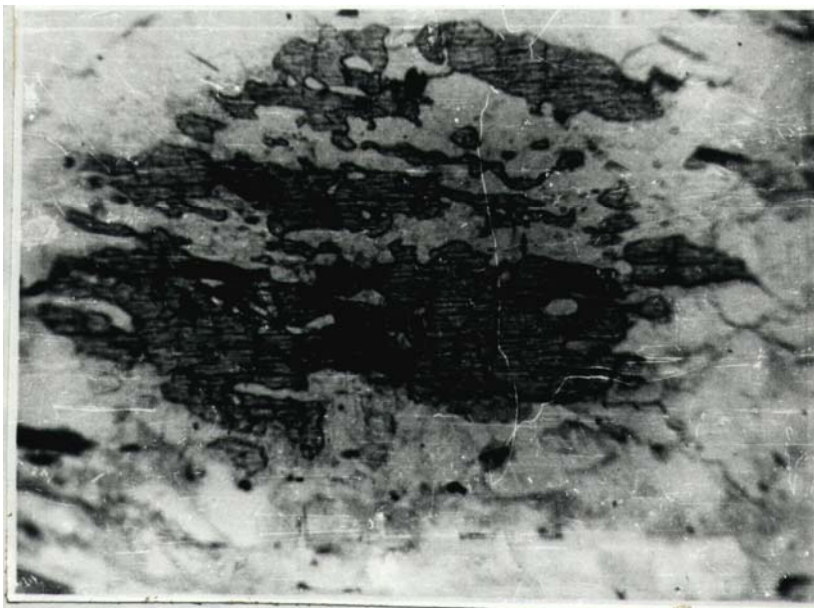


Рис. 17. Реликты кианита в кварц-плагиоклазовом агрегате. Кианит-гранат-биотитовый сланец, западный склон Ильменских гор, скв. 20-170,  $\times 17$ , без анализ.

В Ларинском ГК плагиогранитизация локализована не только в ядре, но и прослеживается к юго-востоку от ГК среди слабометаморфизованных пород более чем на 10 км вдоль линейной зоны разлома, выполненной серпентинитами. Последние на контакте (5-10 м) превращены в тремолит-актинолитовые породы, а основные вулканы – в амфиболиты. Метасоматические плагиогнейсы замещают и тремолит-актинолитовые породы, и амфиболиты [187]. С линейной зоной

плагиогранитизации сопряжена метаморфическая зональность. Степень метаморфизма в ней достигает ставролит-кварцевой субфации.

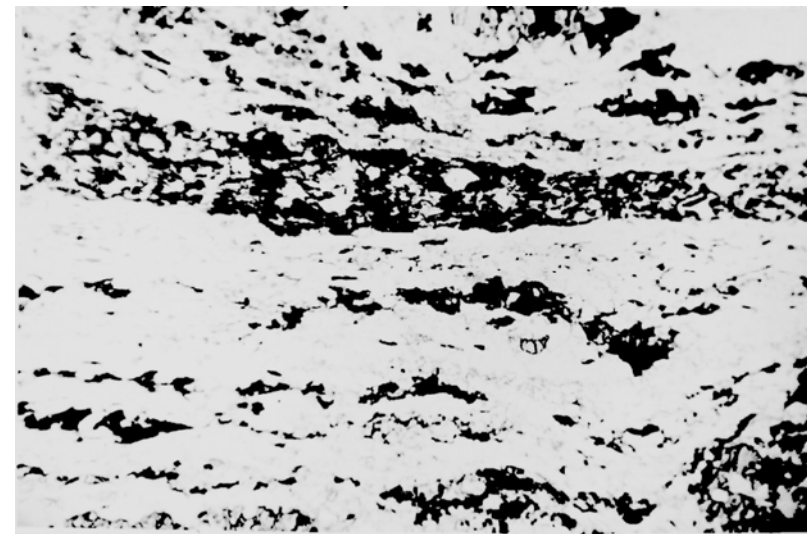


Рис. 18 Реликтовые полосы амфиболита в тонкозернистом кварц-плагиоклазовом агрегате. Роговообманково-биотитовый плагиогнейс, западный склон Ильменских гор, скв.19-73,  $\times 17$ , анализ.

#### Магматическая стадия

С плагиогранитизацией сопряжен синкинематический плагиогранитный магматизм, приуроченный к ядрам обоих ГК. При этом образуются послойные плагиомигматиты, лейкосома в которых представлена гнейсовидными плагиогранитами. Они развиты в силлиманит-альмандиновой и высокотемпературной части ставролит-кварцевой субфаций. Здесь гнейсовидные плагиограниты образуют множество согласных полос мощностью от долей сантиметра до нескольких сотен метров. С уменьшением степени метаморфизма количество полос, насыщенных плагиомигматитами, и их мощность уменьшаются. Уменьшаются также размеры зерен гнейсовидных плагиогранитов в лейкосоме от 1,5 мм в силлиманит-альмандиновой субфации до 0,4 мм – в ставролит-кварцевой. Образующаяся при плагиомигматизации тонкая полосчатость напоминает слоистость осадочных пород [(173, рис. 3)], за которую она часто принимается [167]. Однако нередки случаи кососекущего положения полосок гнейсовидных плагиогранитов, отмеченные еще А. Н. Заварицким [79], а также угловатой формы ксенолиты амфиболитов в гнейсовидных плагиогранитах [173, рис. 5].

Часто гнейсовидные плагиограниты приурочены к замкам мелких антиклинальных складок. Наблюдаются секущие апофизки, непосредственно отходящие от согласных прожилков [173, рис. 4, 7]. Иногда секущие апофизки образуют птигматитовые жилки. При прослеживании полос гнейсовидных плагиогранитов в структуре Ильменогорской синклинали установлено, что максимальную мощность они имеют в замке структуры. Здесь редко встречаются реликтовые полосы амфиболитов. К северу, как в восточном, так и в западном крыльях антиклинали наблюдается сужение полосы плагиомигматитов и одновременно с этим увеличение количества амфиболитовых прослоев. Все это свидетельствует о нагнетании плагиогранитного материала в замък антиклинали и о том, что завоевание пространства гнейсовидными плагиогранитами происходило не только за счет выполнения полостей отслоения, но и путем замещения.

Интенсивная плагиомигматизация наблюдается в Чашковской, Еланчикской и других антиклиналях Вишневогорско-Ильменогорского ГК и в Ларинском ГК. В этом последнем плагиомигматизация установлена также и в упоминавшейся уже линейной зоне плагиогранитизации и метаморфизма. Лейкосома плагиомигматитов в этой зоне отличается тонкозернистой структурой. Сказанное свидетельствует о том, что гнейсовидные плагиограниты представляют собой типичную мигматит-плагиогранитную субформацию. На Урале она впервые выделена автором [174]. Не вызывает сомнений, что плагиогранитизация и плагиомигматизация генетически тесно связаны. В конце магматической стадии образуются массивы посткинematических плагиогранитов, дайки плагиогранит-порфиров и плагиогранитных пегматитов. Химические составы плагиогранитоидов даны в табл. 4.

#### Постмагматическая стадия

*Пироксен-скаполитовый парагенезис.* Наиболее ранними минералами этой стадии являются скаполит и клинопироксен. Они встречены в силлиманит-альмандиновой и высокотемпературной части ставролит-кварцевой субфаций Вишневогорско-Ильменогорского ГК, где развиваются вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости в амфиболитах. В результате образуются полосчатые пироксен-скаполитовые амфиболиты [173, рис. 19]. Иногда наблюдаются секущие клинопироксен-скаполитовые зонки и прожилки [173, рис. 20]. Реже пироксен-скаполитовый парагенезис развивается в метасоматических плагиогнейсах.

*Раннее окварцевание.* Выражено в послыном метасоматическом развитии кварца в сланцах, плагиогнейсах и амфиболитах с образова-

Таблица 4

Химические составы пород плагиогранитной формации южной части Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория, вес. % [33,34,165,173]

№№ пп	№№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ппп	Сумма	Na <sub>2</sub> O / K <sub>2</sub> O		Тип серий по отношению К и Na
														Na	Na	
1	Ш2048	71,46	0,32	14,76	1,51	2,26	0,03	0,075	2,16	5,81	1,15	0,44	100,65	5,1	Na	
2	Ш0104	68,48	0,20	15,33	0,39	3,72	0,03	0,85	3,35	5,72	1,24	0,50	99,81	4,6	Na	
3	13033	67,82	0,14	16,66	0,02	1,07	0,04	1,10	3,04	5,48	1,28	5,40	97,20	4,3	Na	
4	С7-30	70,63	0,18	16,59	0,40	1,03	0,06	0,95	3,07	5,34	1,06	0,61	99,95	5,0	Na	
5	Ш5353	73,73	0,23	13,07	1,45	1,95	0,03	0,64	2,33	3,90	1,05	0,50	98,88	3,7	К-Na	
6	Ш10032	62,84	1,01	15,50	3,38	2,94	0,12	2,36	5,11	4,42	1,61	1,16	100,45	2,7	К-Na	
7	С18-65	75,63	0,18	11,52	1,85	2,30	0,08	0,83	0,76	4,95	1,36	0,66	100,18	3,6	К-Na	
8	С19-132	70,88	0,18	16,04	0,49	1,15	0,03	0,60	3,77	5,30	1,04	0,32	99,82	5,1	Na	
9	С19-80	69,45	0,20	16,55	0,77	0,90	0,02	1,01	4,06	5,32	1,10	0,60	99,98	4,8	Na	
10	С20-41	70,01	0,15	16,71	0,59	1,07	0,08	0,81	3,22	5,45	1,00	0,74	99,89	5,4	Na	
11	С253-216	69,28	0,16	16,84	0,63	0,86	0,02	0,28	4,58	5,00	1,78	0,36	99,83	2,8	К-Na	
12	Ж1	68,90	0,19	16,74	0,11	2,67	0,03	0,82	3,75	4,75	1,21	0,30	99,47	3,9	К-Na	
13	Ж2	68,32	0,18	16,48	0,19	3,08	0,03	0,98	3,75	4,85	1,25	<0,10	99,26	3,9	К-Na	
14	С253-223	69,58	0,19	15,36	1,32	1,11	0,05	0,80	2,82	5,24	1,77	1,46	99,75	3,0	К-Na	
15	4841Б	70,31	0,33	15,94	1,08	1,19	0,05	1,03	2,91	5,50	0,04	0,96	99,78	137,5	Na	
16	Ср.из 1-15	69,69	0,26	15,59	0,94	1,82	0,05	0,88	3,25	5,14	1,20	0,94	99,65	4,3	Na	
17	202	68,54	0,29	16,68	0,56	2,78	0,05	1,23	2,89	4,33	1,42	0,54	99,35	3,0	К-Na	

18	S40-48,6	68,82	0,32	15,95	1,36	1,65	0,04	1,20	2,98	4,40	1,52	0,96	99,20	2,9	K-Na
19	354	72,77	0,12	16,57	0,30	0,61	0,01	0,55	2,84	4,82	1,42	0,60	100,72	3,4	K-Na
20	390	72,76	0,17	16,85	0,36	0,53	0,02	0,62	2,80	4,46	1,51	0,42	100,48	3,0	K-Na
21	C94-27	72,60	0,17	12,90	0,65	1,58	0,08	0,96	2,07	4,85	2,58	0,80	99,28	1,9	K-Na
22	C94-28	70,80	0,18	16,04	0,18	1,29	0,01	0,81	3,88	5,10	1,00	0,28	99,60	5,1	Na
23	C94-30	70,24	0,18	16,17	0,79	1,04	0,01	0,93	3,45	5,10	1,18	0,46	99,70	4,3	Na
24	Ср.в. 17-23	70,93	0,20	15,88	0,60	1,21	0,03	0,90	2,99	4,72	1,52	0,56	99,76	3,1	K-Na
25	2566	70,48	0,34	15,94	0,88	1,22	0,03	1,35	0,53	5,00	1,84	1,35	98,96	2,7	K-Na
26	365	72,14	0,23	15,80	1,43	0,67	-	0,22	2,99	5,50	0,91	0,64	100,73	6,0	Na
27	K25	70,24	0,15	16,96	0,59	0,73	0,02	0,70	3,86	4,70	1,28	0,35	99,58	3,7	K-Na
28	K24	70,29	0,15	16,96	0,24	0,60	0,02	0,64	3,86	4,89	1,39	0,10	99,34	3,5	K-Na
29	Ср.в. 26	70,19	0,24	15,79	0,82	1,51	0,04	0,86	3,11	5,01	1,31	0,79	99,72	3,8	K-Na

1-16 – гнейсовидные плагиограниты мигматит-плагиогранитной субформации: 1-14 – лейкома плагиомигматитов, 1-10 – Вишневогорско-Ильменогорский ГК, 1-2, 4-6 – мелкозернистый гнейсовидный плагиогранит восточного склона Ильменских гор, 3 – то же западного склона, 7-10 – тонкозернистый гнейсовидный плагиогранит западного склона Ильменских гор, 11-15 – Ларинский ГК, 11-14 – мелкозернистый гнейсовидный плагиогранит из лейкосомы плагиомигматитов, 15 – среднезернистый гнейсовидный плагиогранит Голоторского массива, 16 – гнейсовидный плагиогранит из лейкосомы плагиомигматитов, 17-28 – субформация постклимагматических плагиогранитов: массивные среднезернистые среднее из 15 по гнейсовидным плагиогранитам. 17-28 – субформация постклимагматических плагиогранитов: массивные среднезернистые плагиограниты - 17 – Семихинского, 18 – Ширяевского, 19, 20 – Уразбаевского, 21-23 – Кумлякского массивов; 24 – среднее из 7 по массивным плагиогранитам. 25, 26 – дайковые плагиогранит-порфиры, 25 – южная периклиналь Вишневогорско-Ильменогорского ГК, 26 – Уразбаевский массив. 27, 28 – массивные среднезернистые плагиограниты из галек в ФПФ вокруг Варламовского ГК.

нием кварцитоподобных пород. Такие «кварциты» встречаются во всех метаморфических субфациях. Они образуют согласные полосы и линзы мощностью от единиц сантиметров до нескольких метров и часто содержат реликтовые минералы вмещающих пород.

*Ранняя карбонатизация.* При карбонатизации по породам силлиманит-альмандиновой и высокотемпературной части ставролит-кварцевой субфаций образуются мелкозернистые мрамороподобные кальцитовые породы, иногда содержащие пироксен и скаполит. Обычно эти породы развиваются по амфиболитам, образуя в них согласные и кососекущие зонки мощностью до десятков сантиметров.

#### О генезисе и возрасте метаморфической зональности плагиогранитного этапа

Все метаморфические минералы плагиогранитного этапа можно разделить на четыре группы [173]:

1. Минералы изохимического метаморфизма – гиперстен, клинопироксен I, роговая обманка I, плагиоклаз I, графит, гранат I, пластинчатый силлиманит, андалузит, кордиерит, кварц I, биотит I, кианит I, ставролит I, тремолит, эпидот I, актинолит, кальцит I, альбит, хлорит I. Они образуют ряд равновесных парагенезисов (табл. 2). Эти минералы обуславливают четкую температурную зональность барроуского типа (кианит-силлиманитовый тип Миаширо) [147] в обоих ГК. Выделенные субфации хорошо согласуются с классификацией изохимически метаморфизованных пород Ф. Тернера;

2. Минералы плагиогранитизации – кварц II, плагиоклаз II, биотит II;

3. Между этими двумя группами образуются клинопироксен II, эпидот II, куммингтонит. Первый является контактовым минералом в связи с плагиомигматизацией, остальные, по-видимому, отражают базификацию;

4. Постмагматические минералы: клинопироксен III, скаполит, кварц III, кальцит II.

Аллохимические минералы последних трех групп распределены неравномерно и контролируются зонами рассланцевания. Все они развиваются в породах обычно по одному, редко по два или по три, замещающая все предшествующие минералы, и естественно не образуют с более ранними минералами равновесных парагенезисов. Изограды аллохимических минералов 2-4 групп конформны изографам изохимических минералов, т. е. вписываются в термальную структуру изохимического метаморфизма. Таким образом, морфологически описанная зональность является единым образованием.

Генезис этой зональности многие исследователи связывают с

гнейсовидными гранитами [79, 208]. Другие, выделяя плагиогранитный этап [121, 248] считают, что он постепенно сменился гранитным. Все это не подтверждается фактическим материалом. Прежде всего, есть доказательства существования довольно длительного перерыва между плагиогранитным и гранитным этапами. Он фиксируется ультрабазами ( $C_1$ ), дайками диабазов и ФПФ.

Сказанное свидетельствует против генетической связи ранней метаморфической зональности с гранитным этапом. В то же время отчетливая зависимость степени изохимического метаморфизма от интенсивности плагиогранитизации и плагиомигматизации дают основание считать именно эти процессы главной причиной образования метаморфической зональности в обоих ГК. Подробнее об этом [173, стр. 117-120].

Важно подчеркнуть, что рассматриваемая метаморфическая зональность захватывает отложения не только Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория, но и смежных с ним Магнитогорского и Арамилско-Сухтелинского мегасинклинориев. Так, в г. Миассе и далее к югу между породами Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория и Магнитогорского мегасинклинория наблюдается постепенный метаморфический переход. Такие же постепенные переходы между породами этих структур наблюдались А.Н. Заварицким [78] у с. Коробовки, а А.Д. Ракчевым в 1956 г. – на широтах г. Карабаш и с. Юж. Кузнечиха. На востоке района термальная структура Вишневогорско-Ильменогорского ГК продолжается за пределы ультрабазитов пограничного Чебаркульского разлома в Арамилско-Сухтелинский мегасинклинорий.

Таким образом, описанная метаморфическая зональность характеризуется также и генетическим единством. Последовательность образования минералов премагматической и других стадий хорошо объясняется гипотезой Д.С. Коржинского [100] о дифференциальной подвижности компонентов при метасоматозе. Так, в частности, наиболее ранние в породах минералы изохимического метаморфизма образуются под влиянием растворов, идущих впереди фронта плагиогранитизации, в которых вполне подвижными компонентами являлись только вода и углекислота. Все имеющиеся в настоящее время геологические данные свидетельствуют о том, что описанная метаморфическая зональность является одновозрастным образованием.

Нижний возрастной предел зональности определяется как послесреднедевонский, по наложению ее на фаунистически охарактеризованные известняки среднего девона [173, 235]. Верхний предел устанавливается как досреднетурнейский по находкам галек высоко- и низкотемпературных метаморфитов плагиогранитного этапа в ФПФ, возраст которой в Восточно-Уральском поднятии –  $C_1t_2-v$ . В этом ин-

тервале есть только одно геологическое событие, с которым можно связать указанную зональность, – это становление (новообразование) Восточно-Уральского поднятия. Время роста его четко фиксируется как  $D_3-C_1t_1$  с одной стороны, по почти полному отсутствию отложений  $D_3-C_1t_1$  в этой структуре, а с другой – по наличию в смежных прогибах граувакк зилаирской свиты ( $D_3-C_1t_1$ ), образовавшихся в начале размыва поднятия (более поздняя стадия размыва фиксируется ФПФ).

Геологические образования, фиксирующие перерыв между плагиогранитным и гранитным этапами

К ним прежде всего относятся:

1. Ультрабазиты ( $C_1$ ), которые в обоих ГК, с одной стороны, содержат ксенолиты плагиогнейсов [217], а с другой – секутся гнейсовидными гранитами ( $C_2-P_1$ );

2. Дайки диабазов, секущие плагиомигматиты. Позже они в связи с гранитизацией были превращены в амфиболиты и гранитизированы. Амфиболитовые «вилочные» дайки широко известны во многих регионах мира в связи с эффектом Седерхольма [265]. В нашем районе они установлены в Ильменских горах на V профиле (рис. 19). Мощность дайки около 10 м. Здесь вскрыт секущий контакт с силлиманит-гранат-биотитовыми кварцито-гнейсами. Аналогичные дайки установлены на г. Фирсовой [217] и в копи 157 [79]. А. Д. Рассказовой (1988) они описаны в селянкинской толще. Во всех случаях амфиболиты представлены меланократовыми массивными разностями, состоящими из роговой обманки, плагиоклаза, эпидота. Химический состав «вилочных» амфиболитов дан в табл. 5;

3. ФПФ, развитая по периферии ОГК и плагиогранитных массивов к востоку от рассматриваемых ГК. Обломки в ней, кроме преобладающих массивных плагиогранитов, представлены плагиогнейсами, плагиомигматитами, амфиболитами, кварцитами, углистыми и графитовыми кварцитами, кварц-хлоритовыми, кварц-биотитовыми сланцами, серпентинитами [32, 111, 164]. В свою очередь, сами отложения ФПФ в обрамлениях ОГК подвергаются метаморфизму, гранитизации и мигматизации в связи с гранитным этапом [164, 186].

Гранитный этап  
Премагматическая стадия

**Субизохимический метаморфизм.** Широко проявился в гранулитовой фации, где дупироксеновые кристаллические сланцы превращены в амфиболиты [127]. В амфиболиты же превращены основные дайки, секущие плагиомигматиты.

### Аллохимический метаморфизм.

**Базификация.** Наиболее ранним аллохимическим процессом этой стадии является базификация, проявленная особенно сильно на периклинальном замыкании Вишневогорско-Ильменогорского ГК в пределах ставролит-кварцевой и кварц-альбит-альмандиновой субфаций. Здесь в ритмических кварцитовых флишоидах кундравинских свит метасоматически развиваются порфиробласты роговой обманки ( $f = 42$ ), ставролита ( $f = 77$ ), эпидота ( $f = 20$ ), граната ( $f = 90$ ), биотита ( $f = 39$ ). Размеры их достигают 15 мм. Аллохимический характер всех этих минералов впервые был установлен С.В. Чесноковым [248]. Позже базификаты изучались нами [33, 173, 178]. При интенсивном развитии процесса, в частности на г. Шишке, на месте гравелитов и песчаников образуются крупнозернистые массивные амфиболиты с редкими реликтовыми обломками кварцитов. Все эти минералы образуют равновесный парагенезис, так как между ними не наблюдается реакционных взаимоотношений. Автор вслед за С.В. Чесноковым связывает эту базификацию с гранитизацией гранитного этапа. Об этом говорит развитие аллохимической роговой обманки в метасоматических плагиогнейсах и такой же роговой обманки и ставролита – в рассланцованных жильных плагиогранит-порфирах [248], знаменующих конец плагиогранитного этапа.

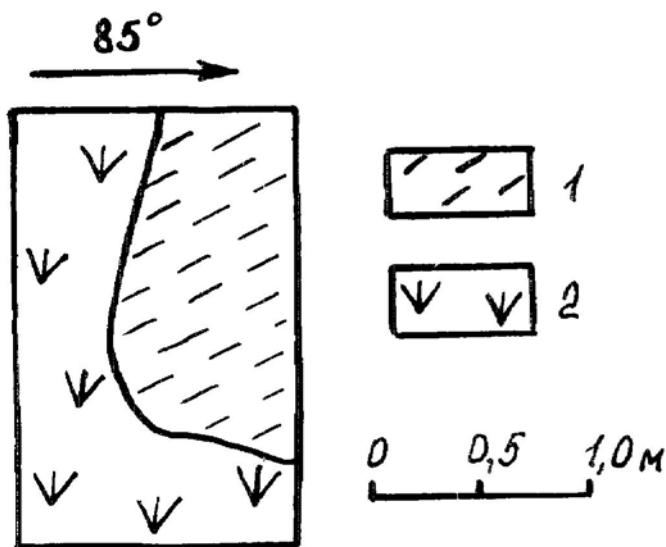


Рис. 19. Секущий контакт массивных меланократовых «вилочных» дайковых амфиболитов (2) с силлиманит-гранат-биотитовыми кварцогнейсами (1). Вишневогорско-Ильменогорский гнейсовый купол, V опорный профиль, ш. 10403 [217].

Таблица 5

Средние химические составы «вилочных» плагиоклазовых амфиболитов по дайкам диабазов и вилочных метатальтрабазитов гнейсовых куполов и мигматитовых комплексов Урала, вес. %

№№ пп	Гнейсовый купол (мигматитовый комплекс)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ппп	Сумма	f	n	Источник
1	Салдинский *	46,80	1,89	16,96	3,11	7,55	0,13	6,01	8,74	3,52	1,11			49,1	30	Грачев В. А. [205]
2	Неркаюский	49,84	1,75	13,43	5,08	9,64	0,23	6,61	7,91	3,00	0,48	1,80	99,71	54,7	15	[205]
3	Кваркушский	48,33	0,91	15,48	10,80	2,70	0,03	7,02	9,41	2,97	0,48	1,84	99,87	49,6	24	[227]
4	Уфалейский	50,45	1,60	13,96	4,10	9,09	0,17	6,11	9,54	2,73	0,53	1,75	100,03	54,0	10	[40]
5	Александровский	50,57	0,99	13,72	3,53	9,35	0,19	6,92	10,16	2,27	0,49	1,32	99,69	50,4	7	[166]
6	Александровский	45,49	1,55	6,37	3,77	9,04	0,17	16,09	14,80	0,87	0,19	1,31	99,65	30,2	8	[166]
7	Шумгинский	50,65	1,19	14,00	2,90	9,18	0,21	7,33	10,68	2,12	0,52	0,79	99,57	47,4	4	[166]
8	Кувашский	52,52	1,86	12,93	5,64	9,47	0,30	4,68	6,70	3,00	2,35		99,45	63,6	5	-
9	Вишневогорско-Ильменский	43,16	2,46	13,32	4,13	10,29	0,18	10,21	12,17	2,34	1,12	0,63	100,01	43,5	1	[217]

\* №1 – анализ В. А. Грачева, № 8 – анализ В. П. Парначева, № 6 – оливиновый клинопироксенит (израндит), остальные амфиболиты по дайкам диабазов, № 9 – из шурфа 10403.

*Биотитизация.* Следующим по времени аллохимическим минералом является крупночешуйчатый биотит ( $f = 35-70$ ), который распространен повсеместно, за исключением кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации. Особенно ярко вторичная его природа видна в амфиболитах. В них биотит замещает роговую обманку, гранат, пироксен, куммингтонит, эпидот. В результате образуются крупнозернистые роговообманково-биотитовые и даже биотитовые сланцы [173].

*Гранитизация.* После биотита наблюдается интенсивная гранитизация, заключающаяся в метасоматическом развитии плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита во всех ранее образованных породах от гранулитовой фации до ставролит-кварцевой субфации с образованием гранито-гнейсов.

#### Магматическая стадия

Магматическая стадия гранитного этапа рассмотрена в работах автора [33, 173, 217]. Начало ее в ядрах ГК характеризуется выполнением полостей отслоения и замещением гранитным расплавом всех ранее образованных пород. При этом образуются синкинематические крупнозернистые гнейсовидные биотитовые граниты, слагающие лейконому гранитных мигматитов. Эти последние приурочены обычно к ядрам крупных антиклинальных складок, где они образуют компактные массивы (Косых гор – в силлиманит-альмандиновой субфации, Чашковский, Кисегачский, Ларинский, Первомайский – в ставролит-кварцевой и частично в кварц-альбит-альмандиновой). В конце стадии образуются массивные граниты, их дайки и жилы гранитных пегматитов.

#### Постмагматическая стадия

*Кислотное выщелачивание.* Наиболее ранним минералом этой стадии является фибролит, который в пределах амфиболитовой и гранулитовой фаций развивается в гранито-гнейсах и особенно – в гранат-биотитовых сланцах. Он замещает биотит, плагиоклаз, гранат, ставролит, кианит, пластинчатый силлиманит. Часто с фибролитом ассоциирует более поздний кварц. Характерным минералом этих пород является рутил, иногда – корунд [173, 217]. Все это говорит о том, что мы имеем дело с процессом кислотного выщелачивания.

В ставролит-кварцевой субфации при кислотном выщелачивании вместо фибролита образуется кианит, который замещает плагиоклаз, гранат, ставролит [33, 173, 217, 248].

*Позднее окварцевание.* Наряду с ранним окварцеванием, продукты которого подвергаются К-Na гранитизации, в районе проявлено позд-

нее окварцевание. Образующиеся при этом метасоматические кварциты замещают гранито-гнейсы и другие породы.

*Мусковитизация.* Развита локально во всех метаморфических субфациях, но особенно широко – в силлиманит-альмандиновой. Обогащенные мусковитом зоны, в том числе, по гнейсовидным гранитам, согласны со сланцеватостью.

*Поздняя карбонатизация.* Развита во всех метаморфических субфациях, но особенно широко – в кварц-альбит-альмандиновой. Накладывается на гранито-гнейсы и другие породы. Мощность зон карбонатизации – до нескольких метров. При этом образуются породы, похожие на мраморы. Однако постоянное присутствие в них реликтовых участков амфиболитов, сланцев, кварцитов [173, рис. 21] говорит о метасоматической природе этих пород.

#### История геологического развития Вишневогорско-Ильменогорского и Ларинского куполов по геологическим данным

Приведенными процессами минералообразования объясняется все многообразие метаморфических пород в изученных НГК. Количественные соотношения пород и последовательность образования их даны в табл. 2. В ней показано, что изохимические метаморфиты в восточной и центральной частях Вишневогорско-Ильменогорского ГК составляют 23,8 %, а в западной – 54,7 %. Остальное составляют аллохимические метаморфиты и привнесенная лейкосома мигматитов. Для каждого этапа установлена следующая последовательность событий – зональный метаморфизм, гранитизация, мигматизация, постмигматитовый метасоматоз, гранитоиды. Все эти процессы обусловлены двукратным поступлением плагиогранитных, а затем гранитных расплавов в одну и ту же структуру, причем кристаллизация расплавов вначале осуществлялась в условиях стресса, а затем без него. Это обусловило разделение плагиогранитной и гранитной формаций на син- и посткинематические субформации.

Важно подчеркнуть, что **названные этапы принципиально различны по своей сути, что обусловлено принципиальным различием плагиогранитной и гранитной формаций, с которыми эти этапы генетически связаны.** Подчеркнуть это необходимо потому, что иногда [265, 272] эти этапы отождествляются, что приводит к грубым ошибкам, например, к выводу о двух тектонических циклах, каждый из которых заканчивается гранитоидами [271].

На примере Вишневогорско-Ильменогорского и Ларинского НГК подтверждаются многие закономерности, установленные П. Эскола для ОГК. По существу, история формирования названных НГК, если не считать отсутствия у них отложений П (эсколовского) цикла, ана-



логична истории формирования ОГК. Вместе с тем **генотипическое изучение НГК, предпринятое в данной работе, дает возможность ответить на многие вопросы генезиса ГК, которые трудно решить в ОГК.** Важнейшие из них были сформулированы выше. Ответы на них получены самые определенные.

1. О степени «ареальности» распространения метаморфитов раннего (плагиогранитного) этапа. Не вызывает сомнений, что в рассмотренных НГК этот метаморфизм был зональным. **Вывод о зональности плагиогранитного этапа является новым, чрезвычайно важным моментом, свидетельствующим против «ареального» характера метаморфизма, мигматизации и гранитизации в I эсколовском цикле.**

2. О составе исходного субстрата отложений I цикла. **Вся совокупность геологических данных убедительно свидетельствует о том, что плагиогранитный и гранитный этапы метаморфизма и магматизма в изученных НГК наложены на тот же самый палеозойский эвгеосинклинальный, преимущественно офиолитовый субстрат, который развит в окружении ГК.** Исключение могут представлять породы селянkinской толщи, залегающей в низах разреза. Для нее установлены докембрийские значения абсолютного возраста, под давлением которых условно (впредь до специальных геолого-радиологических исследований) автор допускает ее рифейский возраст. Однако надо подчеркнуть, что все имеющиеся к настоящему времени геологические данные говорят против этого. В селянkinской толще установлен тот же самый набор пород метаофиолитового субстрата, что и в вышележащих подигишских толщах (амфиболиты, графитовые кварциты, метаультрабазиты). Здесь проявились все процессы плагиогранитного и гранитного этапов. Перерыв между этапами также фиксируется «вилочными» амфиболитовыми дайками. Нет также принципиальных отличий в свойствах одноименных минералов селянkinской толщи и окружающих ее толщ и свит [173, 217]. Стратиграфическая и метаморфическая границы между селянkinской и вышележащей фирсовской толщами постепенны.

3. О составе гранитоидов и продуктов гранитизации в I цикле. И те, и другие в изученных ГК представлены исключительно плагиогранитными разновидностями. Ранние (синкинематические) их разновидности вообще лишены калиевого полевого шпата. В поздних (посткинематических) телах плагиогранитов первичный калиевый полевой шпат или отсутствует, или количество его не превышает обычно 5-10 %.

Наконец, надо отметить **генетическое единство ядер и обрамлений рассматриваемых НГК.** Это проявляется в их стратиграфической, тектонической, метаморфической и исторической цельности. Здесь отсутствуют какие-либо крупные стратиграфи-

ческие и тектонические до- или межметаморфические несогласия. Отсутствует «рубикон» между ядрами и обрамлениями. **Метаморфические и стратиграфические границы между ними постепенны. Ядра и обрамления НГК комплементарны во многих отношениях. В них развиты одни и те же породы субстрата – амфиболиты, графитовые кварциты и т. п. Процессы плагиогранитизации, гранитизации, окварцевания, рудного метасоматоза едины и для ядер, и для обрамлений. Эту комплементарность невозможно объяснить внедрением «мертвых» сиалических блоков (ядер НГК) в чуждые им породы эвгеосинклинали, по которым сформировались обрамления ГК.** К этому надо добавить, что в обоих ГК отсутствуют какие-либо характерные образования допалеозойских тектонических циклов – гранитоидов, сланцев, гнейсов. Однако некоторые радиологические и палеонтологические данные находятся в противоречии с выводом о палеозойском возрасте субстрата ГК. Остановимся на них подробнее.

#### Анализ радиологических данных

Большая часть определений абсолютного возраста [29, 74, 82, 105, 173] в Вишневогорско-Ильменогорском ГК (без селянkinской толщи) не противоречат выводу о палеозойском возрасте субстрата ГК (Ларинский ГК радиологически изучен плохо). В последнее время по циркону термоизохронным методом, главным образом для плагиогнейсов и гранитогнейсов ильменогорской свиты, получено 6 значений абсолютного возраста от 1880 до 2050 млн. лет [105]. Для селянkinской толщи получены значения абсолютного возраста по цирконам и Rb-Sr методом в интервале 623-2550 млн. лет [74, 105, 106]. Подобные примеры существенного превышения радиологического возраста субстрата ГК над геологическим установлены и в других ГК восточного склона Урала, а также в тараташском [178] и александровском [166] мигматитовых комплексах Центрально-Уральского поднятия, в ГК Большого Кавказа [250]. Причины расхождений во многом ясны. **Кажется очевидным, что при проведении радиологических исследований в ГК прежде всего должна учитываться специфика их формирования, заключающаяся, во-первых, в том, что ГК образуются не на пустом месте, а в результате замещения ранее существовавших пород субстрата с уже имевшейся изотопной предысторией.**

Сказанное предполагает проведение геохронологических исследований в ГК на историко-геологической основе. Особое внимание при этом должно уделяться истории поведения важнейших для геохронологии радиогенных изотопов, существовавших в субстрате до метаморфизма, а также степени изохимичности поведения этих изотопов в каждом петрогенетическом процессе. К сожа-

лению, в действительности, несмотря на очевидные успехи в технике и точности геохронологических исследований, указанные вопросы весьма далеки от разрешения. Более того, **вызывает тревогу тенденция все большего отхода от историко-геологического принципа при проведении радиологических исследований. Все чаще и чаще определение возраста метаморфитов и интрузивных пород базируется только на цифрах абсолютного возраста, подчас случайных, без надлежащего привлечения геологических данных.**

Несмотря на указания о недопустимости составления региональных стратиграфических схем по радиологическим данным [94], такие схемы, так же как и схемы по магматическим формациям, становятся все более распространенными. **Вопреки призывам к приоритету геологических доказательств усиливается тенденция слепой веры в справедливость цифр. Стало уже правилом, что из всей совокупности цифр абсолютного возраста в том или ином районе на основании «правила изотопного омоложения» [214] наиболее объективными считаются «древние» цифры, за которыми буквально ведется охота. Можно сказать, существует культ «древних» цифр. Учитывая исключительную важность радиологических определений, такая позиция представляется крайне опасной, так как сейчас для всех основных радиологических методов или установлены достоверные факты удреждения цифр абсолютного возраста по сравнению с геологическим, или такие случаи вероятны из-за недостаточной разработанности некоторых теоретических аспектов радиогеологии [29, 44, 214].**

Для К-Аг метода многочисленные примеры более древнего возраста жил гранитов и гранитных пегматитов по отношению к вмещающим породам приведены А.А. Полкановым [197], Н.Г. Судовиковым, К.О. Кратцем [109], С.В. Чесноковым [250], К.А. Шуркиным [261]. В.И. Ленных [125] установлен более древний К-Аг возраст основных даек в тараташском комплексе по отношению к вмещающим породам, которые секутся этими дайками. Резкое удреждение (4385 млн. лет) абсолютного возраста по отношению к геологическому установлено также для габброидов Копанско-Кусинской интрузии [107], секущей саткинскую свиту ( $R_1$ ). Внедрение Аг в амфиболы, пироксены, слюды при температуре 500-1000° и парциальном давлении Аг 1-5 атм., ведущее к завышению абсолютного возраста, получено экспериментально [45].

Примеры удреждения радиологического возраста гранитных [283] и плагмогранитных [268] массивов установлены и Rb-Sr методом. Этим же методом в кайнозойских дацитах Анд определен радиологический возраст 380 млн. лет, а в плиоценовых базальтах Японии – 570 млн. лет (С.В. Чесноков и др., 1979). В Вишневогорско-Ильменогор-

ском ГК Rb-Sr возраст силлиманитового сланца 1160 млн. лет, а более молодой калиевый полевой шпат из него – 2550 млн. лет [74]. Подобные примеры можно продолжать [250]. Экспериментальные данные свидетельствуют о подвижности радиогенных Rb и Sr при метасоматозе [44]. Экспериментально установлено также [214], что при анатексисе респиты обедняются радиогенным стронцием, а расплав – обогащается. Это должно обуславливать удреждение радиологического возраста анатектитов.

Наконец, процессы удреждения радиологического возраста установлены и для свинцового метода [44], в том числе и по цирконам. В Вишневогорско-Ильменогорском ГК это, в частности, относится к гранитным пегматитам, которые с одной стороны, секут явно палеозойские (в том числе и по радиологическим данным [106]) гнейсы и мигматиты, а с другой содержат цирконы с абсолютным возрастом 1,8-2,3 млрд. лет [82] и 2,28 млрд. лет [105]. Другой пример – Ильменогорско-Вишневогорский щелочной массив. Для него по цирконам изохронным методом с использованием двухстадийной модели получены цифры [246]: верхнее пересечение изохроны и конкордии –  $422 \pm 10$  (миаскиты) и  $432 \pm 12$  (карбонатиты), нижнее пересечение – соответственно  $261 \pm 14$  и  $261 \pm 6$ . Цифры верхнего пересечения, которые истолковываются как возраст щелочного массива, соответствуют низам силура [255], а верхнего (интерпретируется как возраст метаморфизма) – нижней перми.

Такая трактовка находится в противоречии с геологическими фактами. Во-первых, установлено, что в миаскитах отсутствуют какие-либо признаки метаморфизма, а, следовательно, к ним нельзя применять двухстадийную модель (нет второго эпизода). Во-вторых, миаскиты секут самые молодые метаморфиты ГК, а также гранито-гнейсы, геологический и радиологический (261 млн. лет) [106] возраст которых  $C_2-P_1$ . Поэтому истинный возраст миаскитов надежно определяется, по крайней мере, как  $C_3-P_1$ . В-третьих, в начале силура Восточно-Уральское поднятие, в том числе вся площадь окружения Вишневогорско-Ильменогорского ГК, были ареной проявления мощного толеитового вулканизма. Трудно представить, чтобы одновременно с ним в одной и той же структуре проявился щелочной магматизм, который к тому же и характерен то для поздних стадий тектонических циклов [89, 173]. Изохронным Rb-Sr методом [246] для щелочного массива получены те же две группы цифр, которые так же ошибочно интерпретируются как время интрузии ( $467 \pm 105$ ,  $446 \pm 13$ ,  $478 \pm 55$ ) и метаморфизма ( $244 \pm 5$ ,  $245 \pm 24$ ,  $244 \pm 8$ ). Приведенные примеры показывают, что цифры абсолютного возраста могут быть не только омоложены, но и удреждены. Причины и механизм удреждения, по-видимому, различны. Наиболее существенными представляются сле-

дующие.

1. Влияние вещества более древних пород. Для интрузий это отмечалось многими [29]. Удревнение при гибрилизме характерно прежде всего для синкинематических магматитов. Это хорошо видно на примере плагиогранитной, гранитной и миаскитовой формаций Вишневогорско-Ильменогорского ГК. Радиологический возраст (определенный разными методами) всех пород посткинematических субформаций этих формаций, в которых гибрилизм слаб, хорошо согласуется с геологическим возрастом соответствующих формаций (табл. 6). А породы всех синкинематических субформаций, содержащие многочисленные реликты амфиболов и других темноцветных минералов, дают резкое увеличение радиологического возраста по сравнению с геологическим. Он составляет 478-400 млн. лет, что отвечает возрасту исходных эвгеосинклинальных базальтов (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>). Подробнее этот вопрос разобран в докторской диссертации автора.

Представляется очевидным, что радиогенные изотопы, накопленные за период от формирования базальтов до появления тех или иных магматитов (метаморфитов, метасоматитов), не выносились из системы (система была закрытой), что и обусловило удревнение. Особо надо сказать о реликтах гипербазитов в ГК, вещество которых часто не принадлежит данному тектоническому циклу, а является мантийным, явно более древним. Распространенность их довольно значительная. Так, в тараташском комплексе метагипербазиты составляют 3,4 % от площади всех пород. Многочисленные примеры резкого удревнения радиологического возраста метагипербазитов хорошо известны [159, 176, 250]. На Урале это установлено в рифейском александровском комплексе [161, 166], где для оливиновых пироксенитов (израндитов) и метаморфитов по ним получен К-Аг возраст 4385 млн. лет. Важно отметить, что метагипербазиты в ГК часто являются субстратом для самых различных метаморфитов, в том числе и аллохимических (например, плагио- и гранитогнейсов [33, 34, 173, 176, 178, 248]), что неизбежно должно удревнять радиологический возраст метаморфитов. Отметим также, что метагипербазиты нередко содержат акцессорный циркон [105, 176].

2. Метасоматические процессы, происходящие с привносом – выносом продуктов радиогенного распада. Вероятность этого весьма велика, так как большинство метаморфических процессов для важнейших петрогенных элементов осуществляется аллохимически [80, 92, 110, 173, 178, 249, 250]. Естественно, что изотопы не являются исключением. По-видимому, этим обусловлено появление цирконов с возрастом 710 и 630 млн. лет в эгириновых сиенитах [29, 74, 105], секущих пермские (P<sub>1-2</sub>) миаскиты. Другой пример – метасоматические плагиогнейсы. Образуются они, как правило, по амфиболитам, радио-

Таблица 6

Геологический и радиологический возраст важнейших интрузивных формаций Вишневогорско-Ильменогорского гнейсового купола [74, 105, 106, 119, 173, 246]

Субформация	Ф о р м а ц и и														
	Плагиогранитная			Гранитная											
	В о з р а с т														
Синкинематическая	Геологический	К-Аг	335-309 321 (7)*	К-Аг	320-250 284 (16)	К-Аг	380-227 277 (24)	Геологический	P <sub>1-2</sub> (286 - 248 млн. лет)	Rb-Sr	310-295 305 (2)	Rb-Sr	478-440 458 (4) И	U-Th-Pb	285-260 277 (9)
		U-Th-Pb	437-432 434 (3)	U-Th-Pb	410-400 405 (4)	U-Th-Pb	410-180 290 (29)	U-Th-Pb		410-180 290 (29)	U-Th-Pb	470-390 432 (7)			
Посткинematическая	Кис	К-Аг	437-432 434 (3)	К-Аг	410-400 405 (4)	К-Аг	410-400 405 (4)	Геологический	C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> (320 - 260 млн. лет)	Rb-Sr	466 И**	Rb-Sr	466 И**	U-Th-Pb	380

\* В числителе – максимальное и минимальное значения, в знаменателе – среднее, скобках – число анализов.

\*\*И - изохронным методом.

логический возраст которых (5 определений К-Аг методом) составляет 465-400 млн. лет, что хорошо согласуется с геологическими данными. В то же время в плагиогнейсах ильменогорской и особенно селянkinской толщ по цирконам получены датировки 2320-555 млн. лет [29, 74, 82, 105, 106, 173]. В последней древние цифры определены даже в молодых (PZ<sub>3</sub>) метасоматических гранито-гнейсах. Это явление, когда по породам с низким радиологическим возрастом образуются метасоматиты с более высокими значениями радиологического возраста, прямо указывает на нарушение равновесия в продуктах радиоактивного распада.

Из сказанного следует, что во избежание крупных ошибок нельзя пользоваться радиологическими датировками, которые противоречат геологическим данным. Отдавая предпочтение последним, автор сопоставляет ильменогорскую свиту и фирсовскую толщу с нижней вулканогенной и переходной толщами синклинорных структур окружения ГК и датирует их от верхов ордовика по лландоверийский ярус силура (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>l<sub>3</sub>). С этим согласуется большая часть радиологических данных. На принадлежность большей части этой толщи к палеозою указывает А.А. Краснобаев [105].

Природа «древних» цифр в ГК остается неясной. Для ее понимания нужны дальнейшие исследования. Среди них первоочередным представляется выделение генотипов ГК и комплексное геологическое и радиологическое изучение истории минеральных парагенезисов в них. Без этого невозможны понимание истории ГК, объективная интерпретация радиологических данных и дальнейшее осмысленное продвижение к истине. Насколько можно судить по литературе, до сих пор такие генотипы не описаны. Наиболее благоприятными для этих целей, конечно, являются фанерозойские ГК, для которых возможна палеонтологическая проверка радиологического возраста. В частности, это могут быть Вишневогорско-Ильменогорский и Ларинский НГК Урала, а также Блыбский [250] и Музкольский [76] ОГК Кавказа и Памира. При такой методике открываются большие возможности для совершенствования теоретического фундамента радиогеографии.

### Другие гнейсовые купола Урала

Купола палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Урала

История минеральных парагенезисов в других ГК восточного склона изучена хуже по сравнению с Вишневогорско-Ильменогорским и Ларинским. Однако имеющиеся данные позволяют говорить о том, что основные моменты ее в принципе аналогичны истории описанных выше ГК. В частности, для Сысертского, Красногвардейского, Верхо-

турского [43] НГК установлено: 1 – те же плагиогранитный и гранитный этапы метаморфизма и гранитного магматизма; 2 – наложение этих этапов на существенно базит-ультрабазитовый субстрат преимущественно палеозойского возраста. Эти же особенности характерны и для ОГК. Только здесь присутствуют отложения П эсколовского цикла, и прежде всего ФПФ, на которые накладывается магматизм и метаморфизм гранитного этапа.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых ГК. Но прежде нужно сделать одно замечание. Очень часто геологи при описании «слоистых» метаморфических толщ молчаливо предполагают, что все участвующие в «переслаивании» породы образовались вследствие изохимического метаморфизма соответствующих осадков или вулканитов. Это прежде всего относится к плагиогнейсам, кварцитам, слюдяным сланцам, гранитогнейсам. Однако изучение генезиса этих пород в Вишневогорско-Ильменогорском и Ларинском ГК показало, что все они в основном являются метасоматическими. Исключение составляют лишь графитовые кварциты и некоторые плагиогнейсы с графитом. Это подтверждается и в других ГК. Поэтому в дальнейшем при отсутствии доказательств осадочного генезиса указанных пород они не будут указываться в составе субстрата.

**Сысертский НГК** [92] расположен к северу от Вишневогорско-Ильменогорского ГК, от которого он отделен Верхнесинарским седловинным синклинорием [43], сложенным амфиболитами и сланцами O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>. На западе крылья Сысертского НГК «сливаются» с Тагильско-Магнитогорским, на востоке – с Арамильско-Сухтелинским мегасинклиноориями [43]. Детально изучался Г.А. Кейльманом, Г.А. Глушковой [92]. Автор изучал ГК при помощи отдельных маршрутов. Ядро сложено шумихинской и черновской сериями, субстрат которых представлен амфиболитами, апогаббровыми амфиболитами, графитовыми кварцитами, оливин-энстатитовыми породами. В обрамлении развиты породы игишской (аналог толщи углисто-кремнистых сланцев) и сысертской свит. Первая сложена графитовыми микрокварцитами, кварцитами, микроамфиболитами. Свита почти непрерывно окаймляет ГК с запада. По простиранию к северу она сменяется слабометаморфизованными углисто-кремнистыми сланцами лландовери, которые широкой полосой почти непрерывно прослеживаются по восточной периферии ГК до его северной периклинали. Как и в Вишневогорско-Ильменогорском ГК, здесь отчетливо проявилась маркирующая роль игишской свиты, сложенной теми же углисто-кремнистыми сланцами и графитовыми кварцитами. Очевидно, мы имеем дело с одной и той же толщей, только различно метаморфизованной. Поэтому вместо различных названий ее, отражающих главным образом степень метаморфизма (толща углисто-кремнистых сланцев, игишская, борзовская,

заозерская свиты), целесообразно дать ей одно название. Автор предлагает для этого наиболее распространенное – *игишская свита*.

Доказан факт переслаивания амфиболитов и графитовых микрокварцитов в верхах черновской серии [92, с. 31]. Это говорит о согласном залегании игишской свиты на черновской серии и определяет нижнесилурийский возраст черновской и шумихинской серий. Сысертская свита залегает на игишской. Сложена слюдяно-кварцевыми сланцами со ставролитом, гранатом, кианитом. Судя по наличию прослоев углистых кварцитов, свита согласно наращивает сверху разрез игишской свиты, поэтому возраст ее скорее всего отвечает венлокунизам верхнего силура.

В ГК наблюдается четкая метаморфическая зональность от силлиманит-альмандиновой субфации до зеленосланцевой фации. В ядре сильно развиты плагиогранитизация и плагиомигматизация и массивные плагиограниты. В ядре же развиты гранитная мигматизация, массивные граниты, их дайки и гранитные пегматиты. Перерыв между плагиогранитным и гранитными этапами фиксируется перидотитами и дунитами [92].

**Салдинский ОГК** [43, 52, 58, 92] находится в 100 км к северу от Сысертского ГК. Ядро обладает отчетливой метаморфической зональностью от гранулитовой фации по ставролит-кварцевую субфацию. Субстрат в центре ядра представлен амфиболитами, двупироксеновыми кристаллосланцами, эклогитами и графитовыми плагиогнейсами (салдинская серия [92]). По периферии ядра субстрат представлен микроамфиболитами, графитовыми микрокварцитами и зелеными сланцами невьянской свиты, которая за пределами купола фаунистически охарактеризована как  $S_1l$ . Стратиграфические и метаморфические переходы между салдинской и невьянской свитами постепенны [43, 52]. Мы принимаем возраст субстрата в ядре, как и в Вишневогорско-Ильменогорском ГК,  $O_3-S_1$ . В центре ядра широко развиты плагиомигматиты и метасоматические плагиогнейсы. В невьянской свите эти процессы проявлены слабо. На западе ГК развиты массивные плагиограниты. В обрамлении ГК на востоке его развита медведевская свита, сложенная диабазами, диабазовыми порфиритами, аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Три последних типа пород составляют типичную ФПФ. Обломки в ней представлены породами как салдинской серии (амфиболиты, плагиогнейсы), так и невьянской свиты (порфириты, альбитофиры, углисто-кремнистые и зеленые сланцы), а также плагиогранитами, плагиоклазом и кварцем [111]. Наиболее вероятный возраст медведевской свиты –  $D_3-C_1t$  [52]. Автор полностью разделяет этот вывод. По-видимому, такой же возраст имеет и черновская свита. Вескими дополнительными доказательствами являются: 1 – принадлежность терригенных отложений

свиты к ФПФ, для которой в Восточно-Уральском поднятии характерен именно этот возраст; 2 – наличие в обломках ФПФ пород невьянской свиты, в том числе очень характерных для нее черных углисто-кремнистых сланцев.

Во время гранитного этапа в ГК образовались метасоматические гранитогнейсы, гранитные мигматиты и граниты. С ними, по всей вероятности, связан и зеленосланцевый метаморфизм медведевской свиты. С гранитным этапом связана слабая амфиболитизация габброидов Басьяновского массива, являющихся типичными «вилочными» образованиями. Это относится и к диабазовым дайкам в ГК.

**Мурзинско-Адуйский ОГК** [43, 52, 92]. Метаморфическая зональность в ядре выражена четко. В центре его субстрат метаморфизован в амфиболитовой фации и представлен плагиоклазовыми амфиболитами, графитовыми кварцитами, графитовыми гнейсами и мраморами мурзинской свиты [92]. Далее к периферии ГК развита первомайская свита, сложенная главным образом амфиболитами и микроамфиболитами. Метаморфизована она в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. По периферии ГК породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Они представлены кремнистыми, углисто-кремнистыми и зелеными сланцами мальшевской и невьянской ( $S_1l$ ) свит. Кроме того, здесь же развиты неметаморфизованные породы адуйской свиты, залегающей на невьянской свите (андезитовые и базальтовые порфириты, их туфы). В известняках адуйской свиты установлена фауна  $S_2-D_1$  [92].

Обрамление сохранилось на севере и востоке ГК. Оно сложено песчаниками, конгломератами, известняками, углисто-глинистыми сланцами кабанской свиты  $C_1t$ , выделенной И. В. Ленных [43] в Кочкарском районе. На севере ГК эти отложения Г. В. Голубков отождествляет с отложениями медведевской свиты [52]. По существу породы обрамления представлены ФПФ. Относительно возраста фаунистически охарактеризованных адуйской ( $S_2-D_1$ ) и невьянской ( $S_1l$ ) свит автор полностью согласен с Г.А. Кейльманом [92]. Что касается мальшевской и первомайской свит, то их состав аналогичен составу метаморфизованной кремнисто-диабазовой формации нижнего силура, развитой по периферии Вишневогорско-Ильменогорского ГК. Поэтому автор относит мальшевскую и первомайскую свиты к  $S_1$ , а нижележащую мурзинскую свиту – к  $O_3-S_1$ .

М.С. Рапопортом (1976) гранитизация и гранитоидный магматизм в ГК связываются с плагиогранитным ( $D_2$ ) и гранитным (PZ) этапами. Во время первого по амфиболитам мурзинской и частично первомайской свит образуются широко развитые метасоматические плагиогнейсы, плагиомигматиты и плагиограниты. Во время гранитного этапа образуются метасоматические гранитогнейсы и гранитные пегматиты.

На севере ГК породы обрамления, сложенные медведевской свитой, «замещаются мурзинскими гнейсами» [52]. В это же время образуются граниты Адуйского и Мурзинского массивов.

**Варламовский ОГК** [18, 164] расположен в 32 км на восток от Ларинского ГК. ГК имеет два ядра – северное, большую часть которого занимают гранитогнейсы Варламовского массива, и южное, выполненное гнейсогранитами Демаринского массива. По периферии этих массивов в ядре ГК развита гнейсово-сланцевая толща (амфиболиты, графитовые кварциты). Метаморфизм амфиболитовой фации. Возраст субстрата В. Ф. Турбановым определяется как  $O_3-S_1I$ .

Обрамление сложено флишоидами кабанской свиты, а также известняками, песчаниками и алевролитами сланцево-карбонатной толщи. По фауне они охарактеризованы как  $C_{1t-v_{2-3}}$  и  $C_{1v_3}$ . Мощность кабанской свиты до 500 м. Она развита также около Еремкинского и Челябинского ГК. Обломки в ней представлены плагиогранитами, плагиогранит-порфирами, гранодиоритами, амфиболитами, серпентинитами, плагиогнейсами, кварцем и плагиоклазом. В обломочном материале практически нет первичного калиевого полевого шпата. Это типичная ФПФ. Наиболее полно она представлена [164] в скважинах 27, 62, 101-104, 125, 175, 186, 192, 216-218, 222, 247, 444, 505, 516, 517. Наличие около плагиогранитных (Пластовский и др.) и гранитных (Борисовский и др.) массивов участков с зональными метаморфическими оторочками, в том числе и с гнейсами, говорит о том, что эти массивы представляют собой зрелые ГК [98]. Кабанская свита с размывом залегает на Коелгинском и Пластовском плагиогранитных массивах и содержит их гальку.

В Варламовском и других ГК Кочкарского района четко проявились плагиогранитный (плагиогранитизация, плагиомигматизация, плагиограниты) и гранитный этапы метаморфизма и магматизма [18, 164]. Верхний возрастной предел плагиогранитного этапа –  $C_{1t-v_{2-3}}$  по наличию фауны в ФПФ.

С гранитным этапом (PZ) связано формирование поздней метаморфической зональности (от амфиболитовой до зеленосланцевой фации) по отложениям кабанской и более молодых свит, а также образование гранитных мигматитов, гранитогнейсов, гранитов.

**Джабык-Карагайский ОГК** [43, 124, 162, 239] расположен в 130-140 км к югу от Варламовского ОГК. Это – зрелый ГК. Большую часть ядра занимает Джабык-Карагайский гранитный массив (PZ<sub>3</sub>). Остальную часть ядра занимают гнейсово-амфиболитовая толща и толща углисто-кремнистых сланцев. Субстрат гнейсово-амфиболитовой толщи метаморфизован в амфиболитовой фации и представлен амфиболитами [43, 239]. Возраст его – нижний палеозой [43]. Толща углисто-кремнистых сланцев метаморфизована в эпидот-амфиболитовой и

зеленосланцевой субфации. Субстрат ее представлен углисто-глинисто-кремнистыми, графитисто-кварцевыми сланцами, филлитами [43]. Возраст субстрата –  $S_1I$ .

Обрамление сложено конгломератами, гравелитами, песчаниками, известняками и углисто-глинистыми сланцами кабанской свиты. Обломки в ФПФ представлены плагиогранитами, амфиболитами, гнейсами. В ГК проявились плагиогранитный и гранитный этапы метаморфизма и магматизма. Во время первого этапа образуется ранняя метаморфическая зональность [162], а затем метасоматические плагиогнейсы и плагиограниты [124] Великопетровского массива.

Во время гранитного этапа породы ядра и обрамления гранитизированы. С этим связано формирование поздней метаморфической зональности по породам кабанской свиты. Фации метаморфизма – амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая, зеленосланцевая [162]. Есть постепенные переходы к неметаморфизованной ФПФ. Метаморфизму подвергаются и плагиограниты Великопетровского массива [239].

**Суундукский ОГК** [43, 108, 140, 258] расположен к югу от Джабык-Карагайского ГК. Отделяется от него Неплюевской седловидной структурой. Большую часть ядра ГК занимает Суундукский массив. Ранние фазы его представлены диоритами, плагиогранитами, а поздние – гранитами. Часть ядра сложена кусоканской свитой [43, 140]. Субстрат ее представлен амфиболитами и графитовыми кварцитами (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма). Возраст субстрата – PZ<sub>1</sub> [43]. Остальная часть ядра сложена углисто-кремнистыми сланцами и графитовыми кварцитами чулаксайской свиты, которая налегает на кусоканскую. Возраст свиты, по Н. Ф. Мамаеву [140] – R<sub>2</sub>, по И.Д. Соболеву – C<sub>1</sub> [43]. Однако, учитывая тождественность ее состава составу игишской свиты, представляется, что наиболее вероятный возраст чулаксайской свиты –  $S_{1I_3-v}$ . В обрамлении ГК развита кабанская свита ( $C_{1t-v}$ ) – песчаники, конгломераты, известняки. Обломки представлены плагиогранитами [108], кварцем, плагиоклазом, амфиболитами.

Плагиогранитный этап проявился в формировании ранней метаморфической зональности плагиогнейсов и плагиогранитов Суундукского массива. Галька последних представлена в кабанской свите. Гранитный этап проявился во внедрении гранитов и в метаморфизме кабанской свиты.

**Талдыкский ОГК** [1, 15, 92, 228] находится на западе Восточно-Мугоджарского поднятия. Ядро зонально. В центре его залегает гнейсовая южномугоджарская серия [92] (амфиболитовая фация). Субстрат представлен амфиболитами и графитовыми кварцитами. На крыльях развита гнейсово-амфиболитовая талдыкская серия, метаморфизм ее – от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Субстрат представлен

амфиболитами и эклогитоподобными породами. В верхах серии широко развиты графитовые кварциты и микрокварциты, углисто-графитовые сланцы есекжальской толщи, которая, по-видимому, является стратиграфическим аналогом игишской свиты. Возраст субстрата южномугоджарской серии по микрофоссилиям [92] – докембрий, а талдыкской – верхний докембрий-нижний палеозой. В то же время отсутствие стратиграфических несогласий между сериями, а также наличие «на своем месте» в верхах разреза маркирующей толщи углисто-кремнистых сланцев (есекжальской свиты), лландоверийский возраст которой доказан в северных районах, позволяют говорить о палеозойском (O-S<sub>1</sub>) возрасте субстрата указанных серий. Обрамление ГК сложено конгломератами, гравелитами, песчаниками, углисто-глинистыми сланцами балаталдыкской свиты, которая развита к востоку от купола. Возраст ее D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> [228]. Обломки представлены плагиогранитами, кварцем, плагиоклазом (ФПФ).

Плагиогранитный этап проявился в плагиомигматизации и плагиогранитизации субстрата обоих нижних серий. С ними связан зональный метаморфизм ядра [15]. В конце этапа образуются плагиограниты. Гранитный этап проявился в образовании гранитогнейсов, гранитных мигматитов и гранитов. Последние секут ФПФ.

**Кайрактинский ОГК** [1, 92, 169, 228] расположен на востоке Восточно-Мугоджарского поднятия. Ядро зонально. В центре развита южномугоджарская серия, субстрат которой метаморфизован в амфиболитовой фации и представлен амфиболитами [92]. Периферия ядра сложена породами узынкайрактинской серии (графитовые кварциты и микрокварциты, полимиктовые песчаники, гравелиты, филлитовидные сланцы). В ее составе выделены мамбеткульская, а выше – шебектинская свиты. В последней найдены известняки с фауной тремадока (брахиоподы, трилобиты, криноидеи) [92, 169]. Отсюда следует, что возраст субстрата, подстилающего шебектинскую свиту, – доордовикский. Это пока единственный ГК на восточном склоне Урала, где геологическими методами, как будто, доказано наличие доордовикских отложений. Узынкайрактинская серия зонально метаморфизована от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации [169]. Обрамление сложено ФПФ – конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми сланцами балаталдыкской (домбаровской) свиты, возраст которой D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>. В обломках – плагиограниты, плагиоклаз, кварц.

Плагиогранитный этап (D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub>) проявился в плагиогранитизации, плагиомигматизации и образовании плагиогранитов [1, 169, 228]. С этим этапом связан, по-видимому, и зональный метаморфизм ядра. Гранитный этап выразился в мигматизации и гранитизации, которые, по данным А.И. Русина (1979), иногда захватывают и обрамление.

**Мариновский ОГК** [43, 49, 92, 140, 224] находится на юге За-

уральского поднятия. Представляет зрелый ГК. Большую часть ядра выполняют гранодиориты, граниты. Остальную часть ядра слагает мариновская свита, субстрат которой метаморфизован в амфиболитовой фации и представлен амфиболитами и графитовыми кварцитами. Верх свиты сложены толщей графитовых кварцитов и кварцитов, аналогичной игишской свите. Выше залегает кусоканская свита. Субстрат ее метаморфизован от амфиболитовой фации до зеленосланцевой фации и представлен амфиболитами, графитовыми кварцитами, филлитами, известняками. Возраст свит многие [49, 92, 140] считают докембрийским. И.Д. Соболев считает разрез нижнепалеозойским [43], что, по-видимому, справедливо.

Обрамление сложено конгломератами, песчаниками (ФПП), известняками кабанской свиты (D<sub>3</sub>-C<sub>1v1</sub>). Плагиогранитный этап в ГК проявился в образовании метаморфической зональности, плагиогнейсов, плагиомигматитов и плагиогранитов. Н.Ф. Мамаев [140] доказал, что плагиогранитоиды моложе D<sub>2</sub>, но древнее C<sub>1v</sub>, так как они секутся диабазами с ксенолитами известняков C<sub>1v2</sub>.

Гранитный этап проявился в гранитизации и в образовании гранитов. Перерыв между плагиогранитным и гранитным этапами фиксируется дайками диабазов и ФПФ.

Приведенные выше закономерности (офиолитовый субстрат метаморфитов, плагиогранитный и гранитный этапы, связь с ними зонального метаморфизма) фрагментарно установлены также в Верхисетском [43, 258] и Красногвардейском [258] НГК, Гаевском [43, 52], Адамовском [17, 92], Текельдытауском [92] ОГК.

#### Основные черты истории развития ГК в палеозойской эвгеосинклинали Урала

Из сказанного выше ясно, что для изученных ГК восточного склона Урала характерны закономерности, приведенные для ОГК и НГК. Преобладают ОГК. От них к НГК по степени развития отложений II цикла установлены постепенные переходы. Это подтверждает генетическое единство ОГК и НГК. Подавляющая часть ГК расположена в поднятиях, где они образуют линейные цепочки. Это говорит о приуроченности ГК к глубинным разломам. Иногда они встречаются в Тагильско-Магнитогорском прогибе [227, 266]. Подчеркнем главные черты ГК восточного склона.

**1. Во всех ОГК и НГК установлены плагиогранитный и гранитный этапы.** То, что ГК являются центрами неоднократного проявления высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, отмечалось неоднократно [43, 92, 173]. **Один только факт устойчивого проявления в разных ГК плагиогранитного, а затем гранитного**

этапа [43, 92, 167, 173, 187] однозначно доказывает наличие генетической связи между ними, а, следовательно, и ошибочность выделения «древних ядер», так как эти «ядра» и являются носителями парагенезисов плагиигранитного этапа.

Ошибочность выделения «древних ядер» однозначно доказывается и тем, что двухэтапные ГК растут не только в поднятиях, но и в прогибах (Собско-Войкарская зона), где они развиваются по нижнепалеозойским эвгеосинклинальным отложениям. Важно отметить, что гранитоидный магматизм в каждом этапе четко делится на синкинематический и посткинematический. Все это говорит о наличии соответствующих магматических очагов, питающих ГК.

**2. Плагиигранитный и гранитный этапы в ГК накладываются на эвгеосинклинальный субстрат уралид, которые начинаются не в  $O_3$  [244], а в  $O_2$  (переслаивание афировых базальтов с песчаниками среднего карадока в Тагильско-Магнитогорском прогибе [90]).** К доуралидам на восточном склоне, по-видимому, можно отнести терригенные отложения  $O_1$ , развитые как в прогибах, так и в поднятиях. В Зауральском поднятии доказаны также известняки кембрия, и вероятно наличие карбонатно-сланцевых отложений V и R. Доордовикские вулканогенно-осадочные отложения как будто бы установлены на периферии Кайрактинского ГК. Судя по всему, доуралиды на восточном склоне до  $D_3$  метаморфизованы не были.

Решение проблемы возраста субстрата ГК сильно облегчается благодаря широкому развитию игишской свиты углисто-кремнистых сланцев. Она развита как в синклинозных структурах между ГК, где метаморфизм ее не выше фации зеленых сланцев, так и по периферии почти всех ГК, где она метаморфизована в более высоких фациях и известна как заозерная, борзовская, чулаксайская свиты, есекжальская толща, верхи невьянской свиты. В синклинозных структурах эта свита надежно датирована по радиоляриям и граптолитам как  $S_{1l_3-v}$  [32, 43, 92, 103, 235]. Но в ГК ее часто считают более древней [92, 167, 189]. Между тем детальные наблюдения показывают, что и здесь мы имеем дело с той же самой нижнесилурийской свитой, только сильнее метаморфизованной.

**Все это подтверждает единство ядер и обрамлений НГК. Это единство подтверждается еще и комплементарностью ядер и обрамлений НГК, которая выражается в развитии в тех и других одних и тех же пород субстрата, а также в проявлении одних и тех же метасоматических, магматических и рудообразующих процессов.** Все сказанное о ядрах и обрамлениях НГК относится соответственно к центральным и периферическим частям ядер ОГК. Важно отметить, что подстилающими породами для игишской свиты в ГК яв-

ляются амфиболиты. Контакты с амфиболитами всегда согласны, через переслаивание. Перекрывающие игишскую свиту отложения представлены в основном Na вулканитами непрерывной серии ( $S_2-D_1$ ) и метаморфитами по ним. Контакт их с игишской свитой также согласный. Таким образом, в формировании ГК восточного склона принимают участие в основном три горизонта: нижний – амфиболитовый, средний – игишский, верхний – основные – кислые Na вулканиты. В ОГК к этим горизонтам причленяется ФПФ в ассоциации с другими породами обрамления.

3. Перерыв между плагиигранитным и гранитным этапами фиксируется дайками диабазов, гипербазитами, ФПФ. Анализ состава обломков в ФПФ подтверждает [92, 179, 191]:

а) зональный характер раннего метаморфизма в ОГК, что доказывается совместным нахождением обломков высоко- и низкотемпературных метаморфитов; б) постоянную ассоциацию этих метаморфитов с плагиигранитоидами; в) присутствие среди ранних метаморфитов, плутолитов и руд – амфиболитов, бесполовошпатовых амфиболитов, плагиигранитов, кварцитов, зеленых сланцев, серпентинитов, плагиигранитов, плагиипегматитов, сиенитов (редко), гранодиоритов, диоритов, гранитов (указываются редко, петрографически и химически не подтверждены), кварц-гематитовых пород, колчеданов.

4. В том и другом этапах широко развиты аллохимические метаморфиты. В первом случае они представлены метасоматическими плагиигранитами, диопсид-скаполитовыми и карбонатными породами, кианитовыми, силлиманитовыми, кордиеритовыми и железистыми кварцитами, во втором – метасоматическими гранитогнейсами, различными слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом, фибролитом, кианитовыми, фибролитовыми и железистыми кварцитами, карбонатными породами [92, 173]. Субстратом, по которому развиваются все эти метасоматиты, являются обычно плагиигранитовые амфиболиты.

5. Все процессы в ГК хорошо коррелируются с процессами в самой эвгеосинклинали, в том числе и в прогибах. Так, амфиболитовому горизонту в ГК соответствуют отложения океанической стадии. Химические составы плагиигранитовых амфиболитов близки к составам толеитов [34, 173, 217]. Выше амфиболитового горизонта и толеитов и в прогибах, и в поднятиях залегают обычно игишская свита. Еще выше развиты преимущественно Na вулканиты контрастной и непрерывной формаций, которые в ГК сильно метаморфизованы. Это все отложения первичных геосинклинальных прогибов. Возрастающий в объеме кислый Na вулканизм в  $D_3-C_1$  сменяется комагматичной плагиигранитной формацией. Синкинематическая субформация ее развита только в ГК. С ней связано формирование метаморфической зональности плагии-



гранитного этапа. Посткинематическая субформация развита повсеместно, как в прогибах, так и в поднятиях. С концом плагиигранитного этапа связан массовый диапиризм ГК и плагиигранитоидных массивов, приведший к формированию поднятий (раннему орогенезу). Он местами проявился и в прогибах.

Наш анализ полностью подтверждает выводы Б.М. Романова [208], А.Н. Заварицкого [79], И.Д. Соболева [43], Д.С. Штейнберга [257], В.А. Коротева [102] о том, что в (O<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) восточный склон представлял единую обширную эвгеосинклиналь, а Восточно-Уральское и Зауральское поднятия являются новообразованными (D<sub>3</sub><sup>2</sup>-C<sub>1</sub><sup>2</sup>) структурами [43, 173, 208, 257]. При размыве этих поднятий образуется граувакковый флиш (зилаирская свита) и ФПФ, залегающие повсеместно в основании вторичных геосинклинальных прогибов.

Вышележащие отложения вторичных прогибов представлены известняками, углисто-глинистыми сланцами, К-Na основными и кислыми вулканитами. В C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub> ГК подвергаются К-Na мигматизации и гранитизации гранитного этапа и связанному с ними метаморфизму. В отложениях вторичных прогибов (в обрамлениях ОГК) последний имеет прогрессивный и зональный характер (до амфиболитовой фации включительно). Позже в прогибах и поднятиях формируются К-Na граниты. С гранитным этапом связан диапиризм ГК и гранитоидных массивов, приведший к новому воздыманию поднятий (позднему орогенезу) и окончательному оформлению их структур. Продукты размыва К-Na гранитоидов установлены в нижней молассе (C<sub>2,3</sub>) Восточно-Уральского и Тагильско-Магнитогорского прогибов [14]. В перми формируется верхняя моласса, а в триасе – траппы (финальные базальты Штилле), которые заканчивают тектонический цикл уралид [219].

Таким образом, в истории уральской палеозойской эвгеосинклинали мы действительно имеем два сопряженных эсколовских цикла, но они лишь вместе составляют полный тектонический цикл. В таком цикле четко выделяются два орогенеза, разделенные периодами накопления вулканитов и осадков. В связи с этим в палеозоидах восточного склона удобно выделять раннегеосинклинальную, раннеорогенную, позднегеосинклинальную, позднеорогенную, а также посторогенную стадии (рис. 20, 21). Все сказанное свидетельствует о том, что восточный склон Урала представляет собой не нагромождение «скупенных» блоков, принадлежащих разным тектоническим циклам, а является цельным геологическим «организмом» – продуктом развития главным образом одного (палеозойского) тектонического цикла. Ниже уралид залегают главным образом терригенные отложения доуралид, которые впервые были метаморфизованы вместе с уралидами.

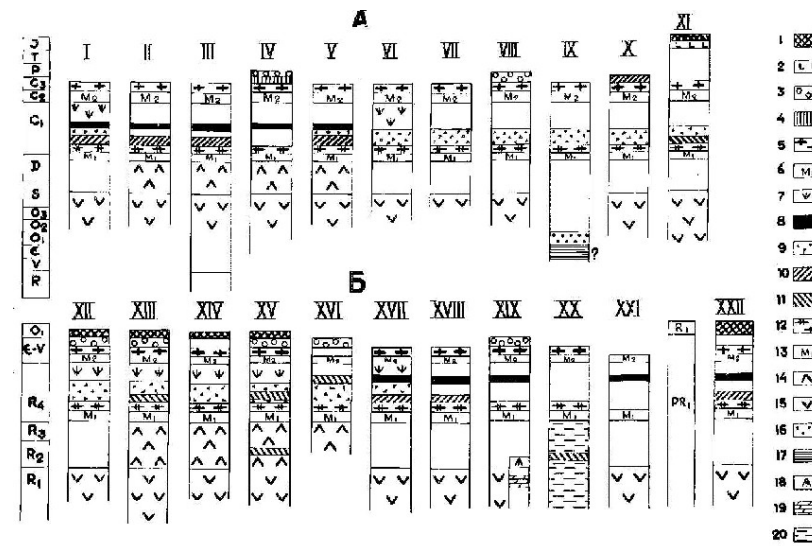


Рис. 20. Последовательность важнейших геологических процессов в гнейсовых куполах и метаморфических комплексах восточного (А) и западного (Б) склонов Урала.

Гнейсовые купола и метаморфические комплексы. Восточный склон: I – Салдинский, II – Сысертский, III – Вишневогорско-Ильменогорский, IV – Ларинский, V – Мурзинско-Адуйский, VI – Варламовский, VII – Джабык-Карагайский, VIII – Суундукский, IX – Кайрактинский, X – Талдыкский, XI – Мариинский. Западный склон: XII – Марункеуский, XIII – Харбейский, XIV – Тынаготский, XV – Хобеинский, XVI – Кваркушский, XVII – Уфалейский, XVIII – Александровский, XIX – Кувашско-Шумгинский, XX – Белоречский, XXI – Максютковский, XXII – Тараташский. 1-2 – посторогенная стадия: 1 – платформенный чехол, 2 – траппы; 3-6 – позднеорогенная стадия: 3 – молассы, 4 – миаскиты, 5 – гранитные мигматиты, гранитоиды, граниты; 6 – метаморфическая зональность гранитного этапа в гнейсовых куполах; 7, 8 – позднегеосинклинальная стадия: 7 – основные и кислые вулканиты, часто с калиевым уклоном; 8 – «вилочные» диабазы, ультрабазиты, зеленосланцевые диафориты; 9-13 – раннеорогенная стадия: 9 – формация плагиигранитных флишоидов, местами с вулканитами; 10 – метасоматические железистые кварциты; 11 – железистые кварциты неясного генезиса; 12 – плагииграниты, метасоматические плагииграниты, плагииграниты; 13 – метаморфическая зональность плагиигранитного этапа; 14, 15 – раннегеосинклинальная стадия: 14 – основные-кислые вулканиты, преимущественно натриевые; 15 – толеитовые базальты, спилиты, гипербазиты, габбро; 16, 17 – доуралиды на восточном склоне Урала: 16 – преимущественно терригенные (O<sub>1</sub>-€); 17 – преимущественно вулканогенные (R-V); 18-20 – рифейский субплатформенный чехол тараташского среднего массива: 18 – вулканиты и осадочные породы кувашской свиты (R<sub>2</sub>); 19 – преимущественно карбонатные породы саткинской свиты (R<sub>1</sub>); 20 – терригенные, карбонатные и местами вулканогенные отложения буганакской, кызылташской, аюспапанской, белетарской, зигальгинской, зигазино-комаровской, авзянской свит и каратауской серии (R<sub>1</sub>-R<sub>3</sub>).

## Гнейсовые купола Центрально-Уральского поднятия (западный склон Урала)

Выше отмечалось, что на западном склоне Урала ГК и мигматитовые комплексы развиты в зоне Урал-Тау, где они приурочены к позднепротерозойско-кембрийским отложениям (рис. 9).

**Марун-Кеуский ОГК** [126] расположен на границе с Пай-Хоем. В ядре субстрат представлен амфиболитами, эклогитами, метаультрабазами, графитовыми кварцитами. Геологический возраст субстрата в ядре – PR<sub>3</sub>, что установлено по налеганию на него верхнерифейской няровейской свиты, содержащей микрофитолиты IV комплекса (укский уровень [194]). Обрамление сложено конгломератами и песчаниками (ФПФ) няровейской свиты, местами с прослоями метавулканигов. Обломки представлены породами ядра ГК.

Плагиигранитный этап проявился в ядре. С ним связан, по-видимому, метаморфизм амфиболитовой фации и образование эклогитов, а также метасоматических плагиигнейсов, плагииогматитов, плагиигранитов и, по-видимому, глаукофановых сланцев. Гранитный этап в ядре привел к образованию гранитогнейсов, гранитных мигматитов, амфиболитов (по эклогитам), гранитов. Граниты секут глаукофановые сланцы. В обрамлении этап проявился в зеленокаменном метаморфизме (вблизи ядра до эпидот-амфиболитовой фации).

**Харбейский ОГК** [92] расположен в 10 км к югу от Марун-Кеуского ГК. В ядре развита харбейская серия (PR<sub>2</sub>), метаморфизованная в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. Субстрат представлен амфиболитами, эклогитами, бесполовошпатовыми амфиболитами. В обрамлении развита няровейская серия, сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками, углистыми и зелеными сланцами, мраморами. Обломки представлены плагиигранитами, плагиигнейсами, амфиболитами, кварцитами, глаукофановыми сланцами, метавулканитами, гранитами (?), диоритами (ФПФ). Возраст серии по микрофитолитам IV комплекса – укский уровень рифея [194].

Плагиигранитный этап проявился в зональном метаморфизме ядра, а также в образовании метасоматических плагиигнейсов, плагииогматитов и плагиигранитов. С этим же этапом связано, по-видимому, формирование глаукофановых сланцев. Гранитный этап проявился и в ядре, и в обрамлении. В ядре он представлен метасоматическими гранитогнейсами, гранитными мигматитами и гранитами. В обрамлении с гранитным этапом связан зональный метаморфизм пород няровейской серии (от фации зеленых сланцев по амфиболитовую).

**Тынаготский ОГК** [88] расположен на севере Ляпинского антиклинория. В ядре ГК залегают додевонские амфиболиты и кислые ме-

тавулканиты. В обрамлении развиты хобеинская и маньинская свиты. Первая представлена аркозовыми песчаниками и конгломератами с обломками гранитоидов (вероятно, плагиигранитов) и кварца. Судя по всему, это – ФПФ. В маньинской свите преобладают вулканиты.

Плагиигранитный этап проявился в метаморфизме пород ядра и, по-видимому, в образовании «лейкократовых гнейсов», а также ранних гранитоидов. С гранитным этапом связан метаморфизм обрамления и ядра, в том числе и ранних гранитоидов, а также образование гранитогнейсов и гранитов.

**Хобеинский ОГК** [11, 43, 138, 202, 203] расположен в северо-восточной части Ляпинского антиклинория. Ядро зонально. В центре его расположена няртинская, а выше – маньхобеинская свиты, субстрат которых метаморфизован в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях и представлен амфиболитами, графитовыми сланцами, апогаббровыми амфиболитами. В маньхобеинской свите широко развиты различные более поздние биотитовые сланцы. Выше залегают шокуринская, ошизская, пуйвинская свиты. Субстрат в первой представлен амфиболитовыми сланцами и мраморами, во второй – кварцитами, конгломератами (галька кварцитов) и кварц-полевошпатовыми песчаниками, в третьей – филлитовидными сланцами с графитом, метадиабазы, мраморами. Метаморфизм субстрата в шокуринской свите соответствует эпидот-амфиболитовой фации, в ошизской и пуйвинской – зеленосланцевой. Обрамление сложено кварцитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, конгломератами хобеинской свиты и филлитовидными сланцами, основными, кислыми и щелочными эффузивами мороинской свиты. Обломки в хобеинской свите представлены гранитоидами (ближе неопределенными), кварцем и плагииоклазом (ФПФ). Выше залегают молассы саблегорской и лаптопайской свит [202, 231].

Плагиигранитный этап проявился в зональном метаморфизме ядра, образовании метасоматических плагиигнейсов, гранодиоритов и диоритов. Гранитный этап проявился в зональном же метаморфизме хобеинской свиты [11, 92], в образовании гранитогнейсов, гранитов, биотитовых сланцев.

Возраст названных серий спорный. Наиболее обоснованной представляется схема, принятая III Межведомственным Уральским стратиграфическим совещанием [231], по которой разрез от маньхобеинской по лаптопайскую свиту включительно занимает интервал времени от среднего рифея по кембрий (по проблематике). Между пуйвинской и хобеинской свитами существует стратиграфический перерыв. Об этом свидетельствуют базальные конгломераты, а также налегание с угловым несогласием хобеинской свиты на няртинскую свиту [29].

**Уфалейский ОГК** [92] расположен на севере Южного Урала. В

центральной части ядра залегает уфалейская свита, субстрат которой представлен амфиболитами и клинопироксенитами. Метаморфизм субстрата отвечает верхам амфиболитовой фации. Выше залегают таганайская и уреньгинская свиты [27] и их аналоги, сложенные кварцитами, графитовыми кварцитами, кианит-ставролитовыми сланцами с графитом, углистыми филлитами. Степень метаморфизма пород субстрата названных свит от центра к периферии ГК изменяется от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Обрамление сложено альбит-актинолитовыми, биотит-амфиболовыми сланцами и конгломератами указарской свиты. Обломки в конгломератах представлены плагиогранитами, кварцитами, эпидозитами (ФПФ). Свита метаморфизована в фации зеленых сланцев и в эпидот-амфиболитовой фации. ФПФ подвергается К-Na гранитизации. Большинство исследователей считают указарскую свиту вендской [27, 92]. Возраст уфалейской и других свит ядра, по-видимому, отвечает рифею.

Плагиогранитный этап проявился в зональном метаморфизме пород ядра, в их плагиогранитизации, плагиомигматизации, в образовании плагиогранитов и МЖК. Гранитный этап проявился в формировании метаморфической зональности в породах обрамления (от эпидот-амфиболитовой по фацию зеленых сланцев), в мигматизации и гранитизации пород ядра и обрамления, в образовании слюдяных сланцев и гранитов.

**Белорецкий НГК** [210] расположен в западной части мегантиклинория Урал-Тау. В ядре ГК вскрываются верхи буганакской и низы кызылташской свит, субстрат которых метаморфизован в условиях амфиболитовой фации и представлен мраморами, плагиогнейсами, кварц-плагиоклаз-гранат-биотитовыми сланцами, часто с графитом, редко амфиболитами и апогаббровыми эклогитами. Возраст субстрата –  $R_1$ . Обрамление представлено графит-кварцевыми, зелеными, мусковит-хлоритоидными сланцами, кварцитами, амфиболитами, мраморами, песчаниками кызылташской, аюсапканской, белетарской, зигазинской, зигазино-комаровской, авзянской, зильмердакской и катавской свит (снизу вверх). Все они зонально метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой (кызылташская, аюсапканская, белетарская) по зеленосланцевую фации. От периферии к центру ГК выделяются зоны хлорита, биотита, граната. Возраст свит –  $R_{1,2}$ .

З. М. Ротару предполагает, что метаморфизм в ГК был одноактный и связан со становлением венд-кембрийских гранитов Ахмеровского массива. С ними сопряжено формирование биотитовых гранитогнейсов, гранитных пегматитов и, по всей вероятности, биотит-гранатовых сланцев. Однако не исключена возможность, что в ГК проявился и плагиогранитный этап. Об этом говорит наличие плагиогнейсов и плагиосланцев. З.М. Ротару подчеркивает, что калиевый

полевошпат в метаморфитах ГК вторичный. Выделение плагиогранитного этапа затрудняется отсутствием вблизи ФПФ. Но она развита в соседнем с востока суванякском комплексе [97] (мазаринская и укшук-арьякская свиты). Здесь установлены обломки плагиогранитов, кварцитов, графитовых кварцитов, метабазальтов, плагиоклаза, кварца. Эти свиты метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Возможно, что конгломераты этих свит образовались при размыве Белорецкого ГК.

**Александровский ГМК** [166] расположен в 1-2 км к западу от Уфалейского ГК. Представляет собой блок  $25 \times 2,5$  км плагио- и гранитных мигматитов. На западе и востоке по разломам граничит с саткинской ( $R_1$ ) свитой. В блоке установлена метаморфическая зональность. Субстрат представлен плагиоклазовыми амфиболитами (70 %), бесполевошпатовыми амфиболитами, графитовыми кварцитами. В центре зональности субстрат изменен в амфиболитовой фации, а на периферии – в эпидот-амфиболитовой.

Плагиогранитный этап проявился в формировании метаморфической зональности, в образовании плагиомигматитов, метасоматических плагиогнейсов и плагиогранитов. После плагиогранитного этапа в ГМК внедрились «вилочные» тела диабазов, габбро, оливиновых клинопироксенитов (израндитов). Как уже говорилось, К-Аг возраст израндитов – 3180-4385 млн. лет [161, 166], и они могут обуславливать сильное удревнение радиологического возраста образовавшихся по ним метасоматитов и метаморфитов.

Гранитный этап проявился в метаморфизме «вилочных» тел базитов и ультрабазитов в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и в образовании гранитных мигматитов, гранитогнейсов, гранитов. Метаморфизм гранитного этапа накладывается и на доломиты саткинской свиты. Они превращены в мраморы с флогопитом и тремолитом, а секущие их «вилочные» диабазы – в амфиболиты.

**Тараташский ГМК** [27, 28, 166, 178] расположен на юге западного склона Урала, в ядре Башкирского мегантиклинория [43]. Площадь его около  $400 \text{ км}^2$  [178, рис. 3]. Со всех сторон ГМК перекрыт метаморфизованными отложениями рифейской айской свиты, содержащей в основании гальку тараташских пород. Останцы песчаников айской свиты установлены в центре ГМК. Сказанное определяет дорифейский возраст ГМК. Таким образом, он единственный из ГК и ГМК Урала, который генетически не связан с формированием Уральского подвижного пояса. По-видимому, он представляет собой выступ дорифейского фундамента Русской платформы [27]. ГМК сложен плагиогранитными и гранитными мигматитами. Первоначально (табл. 3) субстрат был метаморфизован в гранулитовой фации, впервые выделенной В.И.

Ленных [126, 166]. По нашим данным [166, 178], он представлен двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, графитовыми кварцитами, метагабброидами, ортопироксенитами, часто с оливином, вебстеритами. По химическому составу эти породы отвечают метафиолитам.

В плаггиогранитном этапе по метафиолитам образуются плаггиомигматиты, плаггиограниты, метасоматические эндербитовые плаггиогнейсы. В конце этапа проявлен железисто-кремнистый метасоматоз с образованием МЖК. Позже образуются эвлизиты и безрудные метасоматические кварциты. После плаггиогранитного этапа установлен диафорез фации зеленых сланцев. При этом пироксениты превращаются в тремолит-актинолитовые породы ( $Ак_{17-19} + Тр + Мт$ ) и серпентиниты.

В начале гранитного этапа проявлен метаморфизм амфиболитовой фации. При этом пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и метагабброиды превращаются в плаггиоклазовые амфиболиты, а пироксениты – в бесполовошпатовые амфиболиты. Затем последовательно образуются гранитогнейсы, гранитные мигматиты, различные биотитовые сланцы, граниты. Установлены гранитные мигматиты по ЖК и по зеленосланцевым blastomylonitам, образовавшимся по плаггиомигматитам. В конце гранитного этапа развиты процессы кислотного выщелачивания, приводящие к образованию кварцитов, часто содержащих силлиманит.

Таким образом, история минералообразования в дорифейском тараташском ГМК принципиально не отличается от истории в палеозойских и рифейских ГК Урала. Это дает основание говорить, что комплекс представляет собой ядерную часть ГК. Геологические данные свидетельствуют о непосредственно предрифейском возрасте ГМК. Об этом говорит: 1) залегание мигматитов непосредственно под рифеем; 2) наличие галек пород комплекса в базальных слоях рифея; 3) отсутствие как в коренном залегании, так и в гальках из нижнерифейских конгломератов каких-либо образований, отличных от тараташских.

#### Основные закономерности истории развития Центрально-Уральского поднятия

Из сказанного ясно, что в Центрально-Уральском поднятии развиты дорифейские и рифейские ГК и ГМК. К первым относится Тараташский ГМК, ко вторым – все остальные. Остановимся на этих последних подробнее. Прежде всего, для них характерны все те же основные особенности, что и для ГК палеозойского Урала (табл. 2, рис 20, 21), а именно: 1) развитие ОГК и НГК; 2) наличие в ГК обоих типов

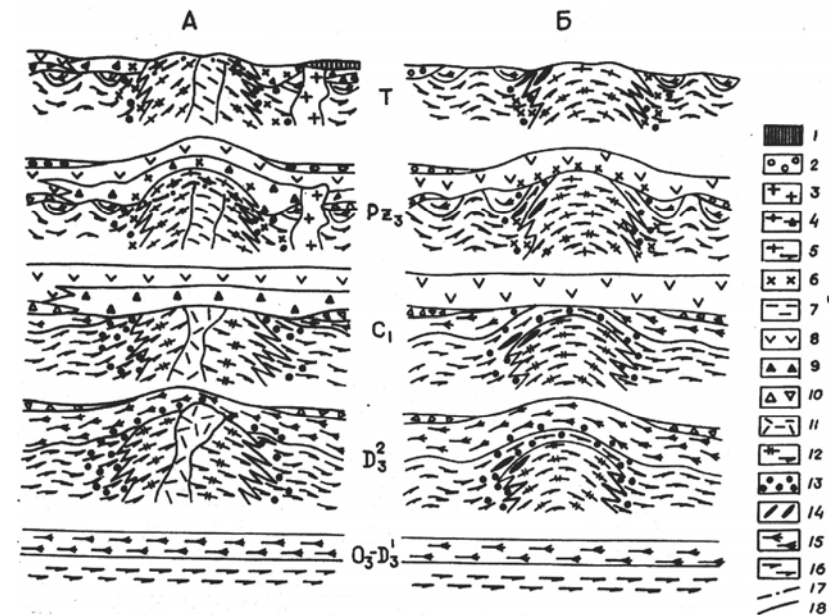


Рис. 21. Схема формирования окаймленных (А) и неокймленных (Б) гнейсовых куполов.

Посторогенная стадия: 1 – траппы ( $T_{1-2}$ ); 2-7 – позднеорогенная стадия: 2 – нижняя и верхняя молассы ( $C_2-P_1$ ), 3 – граниты, 4 – гранитные мигматиты по плаггиогранитным флишоидам, 5 – гранитные мигматиты по метафиолитам, 6 – метаморфическая зональность гранитного этапа, 7 – разгнеисованные плаггиограниты; позднегеосинклинальная стадия: 8 – базальт-трахиандезит-трахилипаритовая и базальт-липаритовая формации ( $C_{1t2}-C_{1s}$ ); 9-14 – раннеорогенная стадия: 9 – формации плаггиогранитных флишоидов и угленосная ( $C_{1t1}-C_{1v2}$ ); 10 – граувакковый флиш ( $D_3-C_{1t}$ ), 11 – плаггиограниты, 12 – плаггиомигматиты, 13 – метаморфическая зональность плаггиогранитного этапа, 14 – метасоматические железистые кварциты; 15, 16 – раннегеосинклинальная стадия: 15 – базальт-андезит-дацит-плаггиолипаритовая, диабаз-плаггиолипаритовая ( $S_2-D_2$ ) и другие формации, 16 – спилит-диабазовая ( $O_3-S$ ), спилит-диабаз-кремнистая (S), диабаз-плаггиолипаритовая (S) формации; 17 – нижняя граница формации плаггиогранитных флишоидов в гнейсовых куполах, 18 – другие геологические границы.

плаггиогранитного и гранитного этапов; 3) наличие ФПФ вблизи ГК и других «вилочных» образований, фиксирующих перерыв между плаггиогранитным и гранитным этапами; 4) наложение плаггиогранитного этапа в большинстве ГК и ГМК на эвгеосинклинальный субстрат; 5) линейное расположение ГК и ГМК, свидетельствующее о связи их с глубинными разломами; 6) тесная корреляция седиментационных, магматических, тектонических и метаморфических процессов в ГК (ГМК) и окружающих их слабометаморфизованных рифейских отложениях рамы; 7) закономерная эволюция щелочности магматитов и метаморфитов во времени от Na к K-Na типам, а также увеличение 90

кремнекислотности магматитов и объема кислых вулканитов и плуто-нитов; 8) широкое развитие аллохимических метаморфитов. Все это говорит о том, что здесь, как и на восточном склоне, мы имеем дело с одним полным двухэтапным тектоническим циклом, но не палеозойского, а рифейского возраста. Верхний возрастной предел этого цикла определяется как доордовикский по несогласному налеганию терригенной тельпосской свиты ( $O_1$ ) на разные возрастные срезы рифеид.

Внутри рифеид выделяются те же стадии, что и в палеозоидах. Они представлены: 1 – раннегеосинклинальная стадия – метаофиолитами (Марун-Кеуский, Харбейский, Хобеинский, Хордюсский, Неркаюсский, Уфалейский, Александровский ГК и ГМК) и метаморфитами по вулканитам андезито-базальтового, андезитового и более кислого состава пуйвинской, кваркушской свит и их аналогов (Хобеинский, Кваркушский, Тынаготский ГК); 2 – раннеорогенная стадия – плагиогранитной формацией и формацией МЖК; 3 – позднегеосинклинальная стадия – ФПФ (хобеинская, указарская, няровейская, мазаринская, косьвинская, чувальская свиты; укская, криволукская, басегская, серебрянская, чурочная серии), К-На основными-кислыми вулканитами маньинской свиты и ее эквивалентами. Сюда же относятся «вилочные» диабазовые дайки и ультрабазиты; 4 – позднеорогенная – гранитной и молассовой (лаптопайская свита и ее эквиваленты) формациями.

Возраст хобеинской свиты и ее аналогов, залегающих в основании вторичных геосинклинальных прогибов, по строматолитам и микрофитолитам, – верхний рифей [202]. Важную маркирующую роль этой свиты и близких к ней по возрасту свит и серий (флишоидно-молассовый комплекс) подчеркивал М.И. Гарань [28], который впервые обратил внимание на то, что они фиксируют собой **размыв ранних поднятий в рифейской геосинклинали**. В первичных геосинклинальных прогибах фаунистические остатки отсутствуют. Однако, учитывая тесную генетическую связь их со вторичными прогибами, представляется, что возраст супракрустальных отложений в них не древнее рифея.

Выше говорилось, что ГК и ГМК в зоне Урал-Тау и ее продолжении к северу образуют цепочку, которая протягивается через весь Урал. На западе зона Урал-Тау граничит с Башкирским мегантиклинорием, который по существу является рифейским срединным массивом. Чехол его сложен субплатформенными отложениями бурзянской ( $R_1$ ), юрматинской ( $R_2$ ) и каратаусской ( $R_3$ ) серий. На участке между Уфалейским ГК и максютовским комплексом некоторые ГК и ГМК, по-видимому, вследствие отклонения питающего их глубинного разлома к западу, полностью (Белорецкий ГК) или частично (кувашко-шумгинский и александровский ГМК) «растут» по терригенно-

осадочному субплатформенному чехлу, метаморфизируя отложения саткинской, кувашкой и других свит чехла. Этим и объясняется специфика метаморфитов на рассматриваемых объектах, в частности отсутствие метаофиолитов в белорецком комплексе.

В заключение несколько слов о характере режима зоны Урал-Тау в рифее. С.Н. Иванов и его ученики [242] пришли к выводу, что шатакская и кувашкая свиты ( $R_2$ ), сложенные терригенными породами, Na и K-Na вулканитами, фиксируют начало рифтогенного режима на западном склоне. По-видимому, этот вывод справедлив. Более молодые отложения зоны Урал-Тау эти авторы рассматривают как продукт дальнейшего развития среднерифейского рифта. В качестве главного аргумента они приводят отсутствие в зоне Урал-Тау раннегеосинклинальных отложений. Со своей стороны добавим, что в пользу рифтогенного режима в зоне Урал-Тау говорит и узость этой структуры (15-70 км). И все же не исключена возможность, что мы имеем дело со структурой эвгеосинклинального типа, где раннегеосинклинальные формации плохо вскрыты. Об этом говорят редкие находки графитовых кварцитов, фтанитов (?) и других членов офиолитовой ассоциации [202, 203] среди слабо метаморфизованных отложений в окружении ГК. Но главным доказательством эвгеосинклинального режима является широкое развитие метаофиолитов в исходном субстрате самих ГК. То есть именно в тех участках, которые приподняты при диапиризме. Для нас сейчас не столь важно, с какой структурой – эвгеосинклиналью или рифтом – мы имеем дело. Важно подчеркнуть, что если это и рифт, то у него эвгеосинклинальная «программа» развития.

**Таким образом, на Урале развиты три генерации ГК и ГМК (табл. 7), имеющих однотипную историю развития – палеозойская, рифейская и предрифейская. Каждая генерация является закономерным продуктом развития соответствующей эвгеосинклинали.**

#### Основные черты истории развития, генезиса и методики изучения ГК

**Все основные моменты истории НГК Урала характерны для НГК гранит-зеленокаменных областей (рис. 7, 20) [66, 80, 89, 156, 171, 173, 274, 286] и эвгеосинклиналей [43, 141, 173, 178, 223, 235, 250].\***

**1. И там, и там отложения I (эсколовского) цикла представлены теми же формациями, что и на Урале (серии Онвервахт, Кива**

\* Для ОГК гранит-зеленокаменных областей и эвгеосинклиналей также характерны основные моменты истории ОГК Урала. Подробнее об этом говорилось выше.

Таблица 7

## Важнейшие особенности гнейсовых куполов и мигматитовых комплексов Урала.

1	Исходный субстрат		Плагитогранитный этап		Гранитный этап			9
	Субстрат	Геологический возраст	Метаморфическая зональность и индекс-минералы	Метасоматическая зональность, др. метасоматиты, плагиогномиты, плагиограниты	«Вилочные» образования	Метасоматическая зональность, изограды и индекс-минералы	Гранитоиды, др. метасоматиты, граниты, граниты	
Имя куполов и мигматитовых комплексов	2	3	4	5	6	7	8	
	I. Палеозойская эвгеосинклиналь							
Внешневогорско-Ильменогорский	Образование	Ильменогорская и др. толщи: амфиболиты, бесполовошпатовые амфиболиты, графитовые кварциты. Местами микроамфиболиты и графитовые микрокварциты (заозёрная свита) Селянская толща: пироксеновые кристалло-сланцы, амфиболиты, таборо-амфиболиты, графитовые кварциты.	R <sub>3</sub>	Индекс-минералы: сарилит, пластинчатый силлиманит	МПП*, ПМ, редко – ПП, МЖК, МСС, МК	Индекс-минерал: фибролит	МТГ, ГМ, Г, МБС	[33, 34, 173, 217, 248]
			S <sub>1</sub> -D <sub>2</sub>	Изограды: кванита, ставролит, графита, куммингонита, графита, роговой обманки, биотита I	МПП микрозернистые (вблизи ядра), ПП, МК, МЖК	Индекс-минералы: микроклин, биотит II	МТГ, ГМ (вблизи ядра), Г	[37, 74, 105, 161]
			S <sub>1</sub> -D <sub>2</sub>	Ильменогорская толща: амфиболиты, тремолит-актинолитовые, графитовые микрокварциты, порфиритоиды, серпентиниты, фтаниты, габбро-амфиболиты (прирельсский комплекс, сантовская свита).				

93

1	Исходный субстрат		Плагитогранитный этап		Гранитный этап			9
	Субстрат	Геологический возраст	Метаморфическая зональность и индекс-минералы	Метасоматическая зональность, др. метасоматиты, плагиогномиты, плагиограниты	«Вилочные» образования	Метасоматическая зональность, изограды и индекс-минералы	Гранитоиды, др. метасоматиты, граниты, граниты	
Ларинский	2	3	4	5	6	7	8	
	I. Палеозойская эвгеосинклиналь							
Сверетский	Образование	Нижняя вулканогенная толща: амфиболиты, бесполовошпатовые амфиболиты, графитовые кварциты, тремолит-актинолитовые породы. Нижняя вулканогенная толща и толща углесто-кремнистых сланцев: амфиболиты, тремолит-актинолитовые породы, графитовые микрокварциты, порфиритоиды, серпентиниты, фтаниты. Шумихинская и черновская серии: амфиболиты, включая апогабровые, оливин-энстатитовые породы, графитовые кварциты.	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	Индекс-минералы: кванита, андалузит, графита, роговой обманки, биотита I	МПП, ПМ, МКС, МК	Индекс-минералы: микроклин, биотит II	МТГ, ГМ, Г, МБС	[34, 92, 167, 173, 187, 248]
			O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	Индекс-минерал: силлиманит	МПП, ПП	Индекс-минерал: фибролит. Метасоматические кварциты с кванитом и фибролитом	МТГ, Г, МБС	[92, 105, 106]
Салдинский	Образование	Иглицкая, съёртская и др. свиты: микрокварциты, микроамфиболиты, порфиритоиды, фтаниты, филлиты, слюдяно-кварцевые сланцы. Салдинская серия: эклогиты, амфиболиты, двупироксеновые кристалло-сланцы, графитовые плагиогнейсы, бесполовошпатовые амфиболиты. Невьянская свита: микроамфиболиты, графитовые микрокварциты, зеленые сланцы.	S <sub>1</sub>	Индекс-минералы: кванита, ставролит, анкордирит, андалузит, гранат	МПП, ПМ, ПП, ППТ, МЖК, МК, МСС	Индекс-минерал: фибролит. Метасоматические кварциты с кванитом и фибролитом	МТГ, Г	[200]
			O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	Метаморфические фации: гранулитовая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая	МПП, в том числе двухпироксеновые, микро МПП, ПП, МЖК	Дайки диабазов, ультрабазиты	ГМ, Г, МК, МБС	[43, 52, 58, 111, 161]

94

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Салтинский	Обрамление	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	Фация зеленых сланцев, переходы к эпидот-амфиболитовой фации	ПГ	Медвелевская свита, обломки в ФПФ: амфиболиты, платиониты, черные углито-кремнистые сланцы, платионитовые порфириты, альбитофириты, зелен. сланцы, платиониты, платиониты, кварц			[43, 52, 58, 111, 161]
Мурзинско - Адыгский	Ядро	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	Амфиболитовая фация; индекс-минералы: силлиманит, гранат	МПГ, ПМ, ПП	Секущие тела антигритовых серпентинитов, ФПФ (состав обломков тот же, что и в медвелевской свите)		МГГ, ГМ, Г, МБС, МК (с оторочками из силлиманита, граната, корунда, биотита)	[43, 52, 92, 105]
		S <sub>1</sub>	Амфиболитовая, эпидот - амфиболитовая фация; индекс-минералы: ставролит, кванит, гранат	МПГ, ПМ, ПП, МЖК				
		S <sub>1</sub>	Малышевская и левянская свиты: зеленые сланцы, кремнистые и углито - кремнистые сланцы. Адыгская свита: андзитовые и базальтовые порфириты, их туфы, туфоконгломераты.					

Мурзинско - Адыгский	Обрамление	D <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>				Неметаморфизована	МГГ	[52]
		O <sub>2</sub> -S <sub>1</sub>	Амфиболитовая фация	МПГ, ПМ, ПП				
Варшавский	Ядро				Кабанская свита (ФПФ); Обломки платионитов, платионит-порфиров амфиболитов, серпентинитов, биотитовых сланцев, кварца, биотитовых платионитов	От амфиболитовой фации до неметаморфизованных пород. Индекс-минералы: гранат, кванит, ставролит, фибролит (по биотиту), кордиерит (по ставролиту), андалузит	МГГ, ГМ, Г, МСС, МК	[43, 258]
		C <sub>1</sub> <sup>2</sup> -V <sub>2</sub> -3						
		C <sub>1</sub> <sup>3</sup>						
Джаблык - Карагайский	Ядро	S <sub>1</sub>	Амфиболитовая фация, эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации; индекс-минералы: Би I, Гр I, Ро I	МПГ, ПП	ФПФ; обломки платионитов, амфиболитов, гнейсов		МГГ Г ГС	[43, 239, 258]
		O <sub>2</sub> -S <sub>1</sub>						

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Джабык - Карагайский Образование	Кабанская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, гравелиты, углисто-глинистые сланцы, известняки.	C <sub>1</sub> l <sub>2</sub> -V <sub>1</sub>	Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фашии Эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фашии.		ФПФ, обломки плагиогранитов, амфиболитов, гнейсов	От амфиболитовой фашии до неметаморфизованных пород. Индекс-минералы: ставролит	Г МПГ ГС	/92, 162/
	Кусоканская свита: амфиболиты, графитовые кварциты. Чулаксайская свита: углисто-кремнистые и углисто – глинистые сланцы, графитовые кварциты.	O <sub>1</sub>			МПГ ПГ	ФПФ, обломки плагиогранитов, амфиболитов	МПГ ГМ Г	/81, 108, 140, 216/
Сундукский Образование	Кабанская свита: аркозовые песчаники, граувакки, конгломераты, известняки, углисто-глинистые сланцы.	C <sub>1</sub> l <sub>2</sub> -V <sub>1</sub>					МПГ ГМ Г	
	Южно-Муголжарская серия: амфиболиты, графитовые кварциты. Талдыкская серия: эколиты, амфиболиты, графитовые кварциты, графитовые микрокварциты (ежекская толща), эколито-подобные породы.	O <sub>S1</sub>	Фашии метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой. Изограды: силлиманита, роговой обманки, гранита, биотита, хлорита	МПГ ПМ ПГ МК МСС	ФПФ, обломки плагиогранитов, плагиоклаза, кварца		МПГ ГМ Г МБС МЖК	/1, 15, 92, 105/

97

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Талдыкский Образование	Балаталдыкская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, углисто-глинистые сланцы.	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>			ФПФ, обломки плагиогранитов, плагиоклаза, кварца	Местами интенсивно метаморфизована. Метасоматические кварциты с кианитом, силлиманитом	Г	[1, 15, 92, 105]
	Южно-Муголжарская серия: амфиболиты. Узынкайрактинская серия: мамбеткульская толща – графитовые микрокварциты, альбит-актинолитовые сланцы, песчаники гравелиты. Мильсайская толща: филлитовидные сланцы, графитовые кварциты. Шебектинская толща: полимиктовые песчаники, черные алевропесчаники, известняки с брахиоподами, криноидеями, трилобитами.	V-O <sub>1</sub> (?) R?	Амфиболитовая фашии Эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фашии Изограды: Хл, Би, Сл; Индекс-минералы: Ки, Ст, Анд	МПГ ПМ ПГ	ФПФ, обломки плагиогранитов, плагиоклаза, кварца		МПГ ГМ Г	[92, 169]
Кайрактинский Образование	Балаталдыкская (домбаровская) свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, углисто-глинистые сланцы.	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>					Г	

98





1	2	3	4	5	6	7	8	9
Хобенинский	Нартинская свита: амфиболиты, графитовые сланцы, апогабровые амфиболиты. Маньхобенинская свита: амфиболиты. Шокуринская свита: амфиболовые сланцы, мраморы. Ошизская свита: кварциты, конгломераты. Пуйвинская свита: сланцы филлитовые с графитом, мраморы, метадиабазы.	PR <sub>2</sub>	Постепенный метаморфизм от амфиболитовой до зеленосланцевой фации; индексы-минералы: андалузит, киданит	МПГ ГД Д	Хобенинская свита (ФПФ); обломки гранитоидов, кварца, плагиоклаза, пород нартинской свиты		МПГ Г	[11, 92, 202, 203, 231]
	Обрамление	R <sub>4</sub> (Хобенинская свита – подукский ур.; Морнинская свита – укский ур.)				Зональный метаморфизм накладывается на моронинскую свиту	МПГ, киданит выщелачивание, ЖК, МКС	

101

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кваркунский	Кваркунская свита: мусковит-гранат-кварцевые и зеленые сланцы, метапорфириты, спилиты, доломиты.	R <sub>2-4</sub>	Фации метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевую. Изографа гранита	ПГ Д ЖК	ФПФ; обломки сланцев гранитоидов, кварцитов, известняков со строматолитами, гнейсов, гранитоидов, серпентинитов, диабазов, кварцевых альбитофиров	Кварциты с биотитом, андалузитом, кордиеритом, фибролитом, ставролитом	Г МК МСС	[44, 228]
	Обрамление	R <sub>4</sub>				Зональный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Изографа гранита, хлоритоида, хлорита		
Уфалейский	Уфалейская свита: амфиболиты, эклогиты, апогабровые амфиболиты, клинопироксениты. Куртинская, шайтанская, таганайская и уренгинская свиты: кварциты, графитовые кварциты, эклогиты, клианит-ставролитовые сланцы с графитом; апогабровые амфиболиты, клинопироксениты.	R <sub>2-3</sub>	От амфиболитовой до зеленосланцевую фации: индексы-минералы: силлиманит, клианит, гранат, ставролит	МПГ ПМ ПГ ПТП, МЖК МСС, МК МКС	ФПФ; гальки плагиогранитов, кварцитов, эпидотитов	Повторный зональный метаморфизм	МПГ ГМ Г ГП МК, МБС	[28, 29, 92, 105]
	Обрамление	V				Фации метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевых сланцев	МПГ Г	

102

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. Неокайменные купола								
Берекский	Ядро	R <sub>1-2</sub>	Амфиболитовая фашия. Индекс-минералы: роговая обманка, кордиерит, гранат, кианит; зона андалузита	ПП		Сланцы биотит-гранатовые	МТГ Г Ахмеровский массив, ГП	[29, 97, 103, 126, 210]
			Кызылташская аюсапканская, беларская, зигальгинская, зигазино-комаровская, авзянская, зильмердакская свиты: мусковит-хлоритовидные, графит-кварцевые и зеленые сланцы, песчаники, кварциты, мраморы, амфиболиты.	Эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фашия, изогранды хлорита, биотита, граната				
Шумгинско – Кувашский ГМК	Ядро	R <sub>2</sub>	Амфиболитовая фашия. Гр, Ки, Кд	МПГ, ПМ. Губенский массив; ПП. Рябиновский массив; ПП	Дайки диабазов	Метаморфизм даек диабазов в эпидот-амфиболитовой фашии	МТГ, ГМ Г, ГП МБС, МК	[29, 105, 107, 126, 258]
	Обрамление	R <sub>2</sub>	Фашии эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев; изогранды ставролита, граната					

Максютовский метаморфический комплекс	Верхняя офиолитовая серия	R <sub>2</sub>	Сланцы и кварциты с кианитом, гранатом, глаукофаном, лавсонитом, мусковитом; графитовые кварциты, эклогиты.	Нет ПМ, МПГ и ПГ. Глаукофановые сланцы, окварцеванные сланцы, индес-минералы: лавсонит, глаукофан	Дайки диабазов	Зелено-сланцевый диафторез, в том числе даек диабазов, мусковит-кварцевые сланцы по глаукофан-зированным эклогитам	Нет МТГ, ГМ и Г	[126]
			Вверху графитовые кварциты, внизу-метатоленты.					
Александровский ГМК	(Ядро ГК ?)	R <sub>2-3</sub>	Амфиболиты, графитовые кварциты, бесполовошатовые амфиболиты, израндиты, пироксениты, апогабровые амфиболиты.	МПГ, ПМ, ПП, ППТ, МК, МКС, МСС	Дайки диабазов	Метаморфизм амфиболитовой фашии в «вилочных» диабазовых дайках	МТГ, ГМ, Г, ГП, МБС. Метасоматические магнетитовые руды с гранатом, ставролитом и кварцем	[105, 161, 166]

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Тараташский ГК (Ядро ГК ?)	Двуспироксен – плагиоклазовые кристаллосланцы, графитовые кварциты, энстагиты, бронзиты, апогабровые амфиболиты/	До Р	Гранулитовая фация	МПГ, ПМ, ПГ, ППГ, МЖК Д	Зеленосланцевые диафториты (тремолит-актинолитовые породы, серпентиниты)	Метаморфизм амфиболитовой фации	МГГ, ГМ, Г, ГП, МБС, МСС, МК	[27, 29, 40, 105, 126, 161, 166, 176, 178]

\* МПГ – метасоматические плагиогнейсы, ПМ – плагиомигматиты, ПГ – плагиограниты, ППП – плагиогранитные пегматиты, МГГ – метасоматические гранитогнейсы, ГМ – гранитные мигматиты, ГД – гранодиориты, КД – кварцевые диориты, МБС – метасоматические биотитовые сланцы, МКС – метасоматические кванитовые сланцы и кварциты, МСС – метасоматические силлиманитовые сланцы и кварциты, МК – метасоматические кварциты. Остальные условные обозначения даны в начале работы.

тин, Себакве, Конкская; низы системы Калгурли, Нижнего Дхарвара; контокская свита Балтийского щита [41, 43, 66, 80, 89, 141, 156, 171, 173, 178, 243, 250, 274, 275, 276]. Разница лишь в том, что в некоторых гранит-зеленокаменных областях развиты коматититы [25, 99, 265, 275]. **Отложения I цикла известны как образования океанической и переходной стадий А.В. Пейве (1984).** Среди них главную роль играют офиолиты. **В гранит-зеленокаменных областях среди полей преобладающего развития НГК развиты зеленокаменные пояса, представляющие собой реликтовые участки отложений I цикла. Их удобно назвать ранними (пояса Колар, Наггихали [25]).** От центра к периферии поясов наблюдается увеличение степени метаморфизма.

2. Эти же формации I цикла явились исходным субстратом, по которому сформировались НГК [66, 80, 89, 141, 156, 171, 173, 178, 250, 267, 275, 286, 289], что подтверждается также многочисленными реликтами метаофиолитов в мигматитах и гнейсах.

3. НГК, как правило, сформировались в два этапа – плагиогранитный и гранитный [16, 55, 66, 72, 80, 89, 92, 141, 156, 173, 178, 250, 286]. Перерыв между ними фиксируется обычно дайками диабазов, которые широко известны в связи с эффектом Седерхольма [265]. Одним из главных событий плагиогранитного этапа является инъекционная плагиомигматизация [72, 89, 141, 170, 173, 178, 265].

4. Вокруг НГК также развита метаморфическая зональность, которая обычно является результатом суммарного воздействия процессов плагиогранитного и гранитного этапов на отложения I цикла (рис. 15). Последнее принципиально отличает обрамления НГК от обрамлений ОГК. Главную роль в формировании зональности НГК играет плагиогранитный этап, что доказывается: а – прямой связью с плагиогранитным магматизмом, и прежде всего с плагиомигматизацией, что установлено в Приднестровской эвгеосинклинали [89], в Шотландии [170], в ГК Кап-Велли и Теспрейт Южной Африки [214]; б – развитием метаморфической зональности около синкинематических плагиогранитных плутонов, которые тесно связаны с НГК [25, 41, 99, 275]. Классический пример – плутон Ориярви, на котором П. Эскола разработал концепцию метаморфических фаций [265]; в – наличием в метаморфической зональности НГК гранулитовой фации, которая, как правило, связана с плагиогранитным этапом [89, 170, 173, 178]. Такая зональность установлена в поясах Хидака, Хида, в Пиренеях [147], в Салдинском ГК Урала [92]; г – присутствием в ФПФ, в том числе и в древнейших на Земле, залгающих непосредственно на катархее [214] или алдании [70, 71], галек как высоко-, так и низкометаморфизованных пород. Это установлено в провинциях оз. Верхнего

[99], Сьюпериор, Слейв [199], в серии Фиг-Три [99, 274], на Украинском щите [66], в Воронежском массиве [80], на Урале [111, 178, 191, 223]; д – многочисленными случаями налегания ФПФ не только на плагиомигматиты и плагиограниты ядер ГК, но и на низкометаморфизованные породы вблизи ГК, например, в Зимбабве [70], Австралии [70], Заире [214], на Урале [111, 178, 191, 223].

5. В НГК (как и в ОГК) широко развиты различные аллохимические метаморфиты – метасоматические плагиогнейсы по офиолитам [16, 25, 66, 72, 92, 141, 173, 178, 206, 214], силлиманитовые и кианитовые сланцы и кварциты [92, 101], кварциты [99, 178], МЖК [99, 110, 152, 178, 196].

6. Генетическое единство ядер и обрамлений НГК подтверждает и минерагенический анализ. Многие полезные ископаемые в НГК (графит, ЖК, пьезо- и гранулированный кварц и др.) развиты и в ядрах и в обрамлениях, причем состав и свойства их закономерно изменяются от ядер к периферии ГК.

При слабо проявленном гранитном этапе поля НГК выделяются как гранулитогнейсовые области [25]. Последние в сочетании с ранними зеленокаменными поясами С. Накви выделяет как тоналитгранодиорит-зеленокаменные области [25, 26]. Некоторые ранние пояса (пояс Саргур в Индии и др.) метаморфизованы в гранулитовой фации [25], что еще раз подтверждает связь этой фации с плагиогранитным этапом.

Ранние и поздние зеленокаменные пояса в чистом виде встречаются редко. Чаще развиты полные пояса (Барбертон, Булавайло-Шамва, Кулгарди-Карриванг, Джонс-Крик, Оксфорд-Лейк и др.), низы которых сложены первичными, а верхи – вторичными зеленокаменными комплексами [274], отвечающими соответственно ранним и поздним поясам. Во вторичных зеленокаменных комплексах (пояс Барбертон и др.) также установлены трахиты и другие калиевые вулканы [26, 99, 214]. Несогласие между плагиогранитным и гранитным этапами в ГК, фиксируемое ФПФ, установлено также почти во всех изученных полных поясах. Здесь оно разделяет первичные и вторичные зеленокаменные комплексы [25, 41, 70, 71, 99, 156, 214]. В эвгеосинклиналих это несогласие разделяет первичные и вторичные [243] геосинклинальные прогибы. Внутри этого важнейшего несогласия в направлении от ГК к полным поясам в ФПФ уменьшаются количество и размеры обломков плагиогранитов за счет увеличения обломков вулканитов, и она фациально [99, 178, 223, 265] замещается кварц-плагиоклазовыми (плагиогранитными) песчаниками, лишенными обычно калиевого полевого шпата [99, 191], граувакками и углестыми сланцами.

Таким образом, анализ показывает, что между ОГК, изученными

**П. Эскола, и НГК нет принципиальной разницы. И те, и другие представляют собой длительно эволюционирующие двухэтапные образования, в которых каждый из этапов кровно связан с отложениями соответствующих циклов – плагиогранитный этап заканчивает первый (натриевый), а гранитный – второй (калиевый) циклы.** Вся разница между ОГК и НГК, как уже отмечалось, состоит в наличии или отсутствии отложений П цикла.

Сказанное о ГК полностью относится к «ареальным» высокометаморфизованным комплексам, в частности к Алданскому и Анабарскому щитам, Кировоградскому блоку Украинского щита, которые сложены ГК [63, 89, 134, 214]. По существу «ареальные» высокометаморфизованные комплексы отличаются от гранит (и тоналитгранодиорит)-зеленокаменных областей лишь отсутствием (или слабым развитием) зеленокаменных поясов. Можно утверждать, что не существует каких-либо обширных площадей развития гнейсов и мигматитов, где они генетически не были бы связаны с ГК.

При сравнении фундаментов древних платформ с эвгеосинклиналими бросается в глаза, что те и другие обычно представляют собой неоднократное чередование протяженных субпараллельных зон, отличающихся разной степенью насыщенности их ГК. В первых (Украинский, Канадский, Индийский щиты, блок Йилгарн) эти зоны представлены гранит-зеленокаменными областями и «ареальными» высокометаморфизованными комплексами, во-вторых, – поднятиями и прогибами. Учитывая уменьшение количества ГК в истории Земли, логично сопоставить поднятия с «ареальными» комплексами, а прогибы – с гранит-зеленокаменными областями.

Из всего сказанного следует:

**1. Выделенные П. Эскола I и II циклы, которые соответственно можно назвать натриевым и калиевым, не являются полными, а дополняют друг друга. Они лишь в совокупности составляют полный тектоно-магматический цикл. Об этом говорит направленное изменение химизма эффузивного и интрузивного магматизма от Na к K-типам в полном цикле [26, 141, 264] и устойчивая повторяемость таких циклов в истории Земли, начиная от древнейших до современных (рис. 7).** Судя по всему, действующие сейчас эвгеосинклинали находятся на средней стадии П (эсколовского) цикла, о чем говорит: а – широкое развитие плагиогранитов в островных дугах [144], б – обломки плагиогранитов, гранулитовых и других метаморфитов в выбросах современных вулканов [144], в – обилие калиевых вулканитов и плутонитов [274, 275], г – зоны повышенного (до амфиболитовой фации) метаморфизма и K-Na гранитизации в океанических хребтах и островных дугах [147, 220], а также зоны низкотемпературного калиевого метасоматоза в них [104].

108

2. **Между гранит-зеленокаменными областями и эвгеосинклиналями нет принципиальной разницы** [70, 72, 89, 250].

3. В полном тектоническом цикле двухэтапные ГК возникают вдоль глубинных разломов [55, 178] только в структурах эвгеосинклинального типа или на границах с ними. При этом плагиогранитный этап в ГК соответствует натриевому, а гранитный – калиевому малым циклам. Вместе с тем именно ГК являются наиболее тектонически активными [99, 214] элементами структур эвгеосинклинального типа, дважды вызывая в них орогенез и связанное с ним интенсивное образование терригенных толщ. **Поэтому в полных циклах, как и на Урале, удобно выделять ранне- и позднеэвгеосинклинальные, ранне- и позднеорогенные, а также посторогенные стадии и формации** (рис. 20, 21).

В связи с изложенным интересно отметить, что главная геологическая граница докембрия, якобы отделяющая архейские циклы от протерозойских, в действительности, как это ни парадоксально, во многих регионах (Украинский, Балтийский, Канадский щиты и др.) проходит внутри полного цикла, разделяя его на натриевый и калиевый малые циклы. Это справедливо и для эвгеосинклиналей. ГК неизвестны в миогеосинклиналях, а также в чехлах платформ, кроме участков на границе со структурами эвгеосинклинального типа. Отложения серий Доминион-Риф и Витватерсранд в Трансваальском кратоне [214], которые протыкаются двухэтапными ГК (Вредефорт и др.), являются не проточехлом [99, 199], а обычными базальными отложениями II малого цикла, в которых преобладают обломки не плагиогранитов, а кварцитов [214].

4. **Представления П. Эскола и других геологов о том, что ядра ГК представляют сиалический фундамент – продукт предшествующего тектонического цикла – геологически не обоснованы. Они исходят из ошибочной идеи П. Эскола об ареальном развитии метаморфизованных и гранитизированных отложений I малого цикла и из ложного положения о том, что плагиограниты венчают полный цикл.**

Все сказанное не означает отсутствия настоящего сиалического фундамента у структур эвгеосинклинального типа, в частности, в Зауральском поднятии и в Сакмарской зоне палеозойд Урала, где ниже уралид развиты молассоидные песчаники, гравелиты и конгломераты тремадока. В первом случае (преобладают песчаники) обломки представлены главным образом продуктами разрушения плагиогранитоидов и кварцитов [30, 31], во втором – микроклиновыми гранитами, гранитогнейсами, плагиогранитами, кварцитами, дацитовыми порфиритами, фельзит-порфирами [191]. Однако в коренном залегании сиалический фундамент вне ГК не установлен. Так, в Зауральском и Вос-

точно-Мугоджарском поднятиях доказаны фаунистически охарактеризованные известняки и вулканогенно-терригенные отложения докембрия. В Зауральском поднятии по микрофоссилиям предположительно выделяются также венд-рифейские терригенно-осадочные породы. Все эти доордовиковские отложения (доуралиды) метаморфизованы очень слабо (низы фации зеленых сланцев). Остается неясным, что они из себя представляют в тектоническом и формационном отношениях.

Что касается присутствия гранитоидно-метаморфических образований предыдущих циклов (сиалического фундамента) в самих ГК, то до сих пор они достоверно не описаны. Все многочисленные примеры «полиметаморфизма», в которых указывается «переработка» древних гнейсов и мигматитов, ограничиваются сочетанием процессов метаморфизма и мигматизации плагиогранитного и гранитного этапов, иногда в сочетании с низкотемпературным диафорезом.

5. В истории Земли от цикла к циклу уменьшаются: количество коматиитов, самих ГК, их размеры (длина катархейских складчатых овалов – до 800 км [214]), интенсивность плагиомигматизации, плагиогранитного магматизма и метасоматической плагиогранитизации, масштабы гранулитового метаморфизма, масштабы развития МЖК и ФПФ. Площадной характер группировки ГК сменяется линейным. Все это отражает необратимость развития планеты.

6. Представляется очевидным, что в структурах эвгеосинклинального типа весь магматизм, в том числе плагиогранитный [214, 250] и гранитный [129], имеет мантийную природу и связан с дифференциацией глубинного вещества планеты. Разработана модель такого процесса [16], учитывающая образование ГК, согласно которой плагиогранитизация и К-На гранитизация связаны с двумя разновозрастными потоками соответствующих флюидов, отделяющихся от базальтового астенолита. Учитывая все сказанное выше (трехкратное проявление базальтового магматизма – в начале, середине и конце цикла, постепенный (во времени) переход ранних базитов к плагиолипаритам и плагиогранитам, а промежуточных – к К-На и К липаритам и гранитам и др.), думается, что принципиально всю картину магматизма в структурах эвгеосинклинального типа можно объяснить взаимодействием базальтового расплава астеносферы, существовавшего на протяжении всего тектонического цикла, и флюидного потока, генетически связанного с этим расплавом и воздействующего на него главным образом, по-видимому, в промежуточных очагах. Состав этих флюидов меняется во времени от Na к K типам, что, в частности, может быть связано с более поздним переходом K в подвижное состояние по отношению к Na.

Из сказанного вытекает отрицание высокотемпературного мета-

морфизма погружения [89, 147], ультраметаморфизма, гранитного анатексиса. Геологические наблюдения подтверждают инъекционный характер плагиогранитной и гранитной мигматизации в ГК, малую (первые километры) глубину этих процессов и процессов зонального метаморфизма обоих этапов [25, 43, 173, 178]. Важно подчеркнуть унаследованный характер гранитоидного метаморфизма в ГК, на что указывал еще П. Эскола [272, с. 462], а недавно это вновь подтверждено Ф.А. Летниковым и М.Н. Афанасовым [3, 128]. Такая же унаследованность установлена и для интрузивных плутонов [264]. Двукратный подъем гранитоидов в ГК, как и в вулканических аппаратах, осуществлялся по одним и тем же каналам. Последние по геофизическим данным установлены нами в Ларинском ГК Урала [34, 187], а Л. В. Григорьевой (1981) – в Приладожье.

Таким образом, ГК представляют собой весьма сложные длительно развивающиеся магмато-метаморфно-метасоматические системы. Специфика их с одной стороны состоит в стратиформности повторяющихся процессов мигматизации, гранитизации, метаморфизма и метасоматизма, а с другой – в аллохимическом характере многих из этих процессов, приводящих к образованию, главным образом по офиолитам, метасоматических плагио- и гранитогнейсов, кварцитов, МЖК, высокоглиноземистых сланцев, внешне очень похожих на парароды. **Единственным надежным методом расшифровки истории формирования и природы ГК является историко-геологический метод и прежде всего изучение истории минеральных парагенезисов в ГК и во вмещающих их слабометаморфизованных породах, основанное на выяснении контактовых взаимоотношений этих парагенезисов. Никакими другими методами решить эту задачу невозможно.**

Несмотря на очевидную важность проблемы генезиса ГК, геологическая изученность их недопустимо отстает. Более того, в последнее время усилилась тенденция отхода от геологических методов при изучении природы этих структур за счет радиологических, экспериментальных и формальных минералого-геохимических методов. Это вызывает тревогу, так как ведет к отходу от естественно-научных принципов при изучении природных явлений. Именно поэтому, несмотря на громадный объем публикаций, мы до сих пор практически не имеем изученных генотипов ГК из разных по возрасту тектонических циклов, без чего невозможно разработка рациональной методики их массового изучения. Причина в том, что комплексное систематическое изучение ГК не под силу отдельным исследователям-одиночкам академических учреждений, не имеющих ни горных, ни буровых объемов. Эту задачу можно решить лишь при детальной геологической съемке. К сожалению, такие съемки, как правило, ведутся с позиций

неверного принципа «изохимического метаморфизма», на что ориентируют съемщиков официальные руководства. В них и в большинстве научных публикаций многие аллохимические метаморфиты, прежде всего метасоматические плагиогнейсы (включая «серые гнейсы»), кварциты, ЖК, высокоглиноземистые сланцы, несмотря на веские доказательства их вторичной природы [92, 101, 141, 152, 173, 178, 214, 248-250], вновь и вновь априорно рассматриваются как изохимически метаморфизованные осадки и вулканилиты. Картирование же и изучение их ведется по методикам, применяемым для седиментогенных толщ. Другой ошибочный, но очень «живучий принцип», априорно применяемый часто при съемке, – прямая корреляция возраста толщ со степенью их метаморфизма. Получается заколдованный круг – без геологической съемки нельзя познать закономерности формирования ГК, в то же время сама геологическая съемка не может решить эту задачу, так как руководствуется ошибочными методическими принципами.

Вторым по важности методом при изучении ГК несомненно является радиологический. Однако он должен учитывать специфику изучаемых объектов. Ведь ГК образуются не на пустом месте, а при замещении ранее существовавших пород. Реликтами их насыщены и мигматиты, и гнейсы, что обуславливает удревание радиологического возраста. Есть веские доказательства, что в отношении радиогенных изотопов метаморфические и магматические системы могут быть и закрытыми, и открытыми. В первом случае это обуславливает удревание радиологического возраста, во втором – результат может быть самым различным. Особенно часто и сильно удревание радиологического возраста связано с реликтами метаультрабазитов, имеющими мантийную реститовую природу. Метаультрабазиты и продукты их переработки обычно дают древнейшие для данного региона цифры [89], а также случаи резкого разрыва в радиологическом возрасте палеосомы и лейкосомы мигматитов. Из сказанного ясно, что погоня за древними цифрами при изучении ГК в отрыве от их историко-геологического изучения не решает проблему возраста субстрата метаморфитов, а только запутывает ее.

**Настало время перейти к новому, качественно более высокому, этапу радиологических исследований ГК, а именно – к комплексному геолого-радиологическому изучению истории минеральных парагенезисов в них, выделенных геологическими методами, и выяснению причин несоответствия геологического и радиологического возрастов. Совершенно очевидно, что сложнейшую историю ГК невозможно выяснить лишь одними радиологическими методами [173, 178, 248-250, 261]. С решением проблемы удревания радиологического возраста высокотемпературных метаморфитов, по всей вероятности, связана разгадка невероятно большой**

продолжительности раннедокембрийских тектоно-магматических циклов, превышающей 1 млрд. лет [94].

Из других первоочередных вопросов проблемы ГК отметим два. 1. Есть указания, в частности для Канадского щита [71, 199, 214] и Байкальской горной области [214], о том, что ФПФ якобы залегают между «ареальным» алданием (катархеем [214]) и киватином, который представлен типичными отложениями I (эсколовского) цикла. Это маловероятно, так как породы I цикла всегда древнее ФПФ и содержатся в ее обломочном материале. По всей вероятности, здесь за киватин ошибочно приняты отложения поздних зеленокаменных поясов.

2. Необходимо углубленное исследование базальных флишоидов II цикла, в частности состава галек гранитоидов, которые во многих регионах не изучены. Часто даже в специальных монографиях, посвященных таким флишоидам, нет микроскопической характеристики и химических составов гранитоидных галек. Особое внимание следует уделять выяснению природы калиевого полевого шпата в таких гальках. По-видимому, большая часть его вторична.

## Генезис железистых кварцитов

### Состояние проблемы

На генезис ЖК существует 5 гипотез: 1 – осадочная (Hise-Van C. R., 1911 [278]); 2 – метасоматическая (B.H. Sjogren, 1907 [178], П. Эскола, 1967 [265]); 3 – магматическая (И.И. Танатар, 1937 [73, с. 198, 203], В.Н. Гусельников, 1972 [59]); 4 – космическая (М.И. Калганов [73, с. 199]); 5 – вулканогенно-осадочная (Фостер и Уитней, 1851, Л.Н. Формозова, М., Наука, 1973, 171 с.). Одной из разновидностей последней является фациальная гипотеза Г. Джеймса [280], господствующая сейчас в мировой науке [7, 39, 73, 192, 270, 277]. Характеристика этих гипотез дана в работе автора [178, с. 20-28]. Здесь же подробнее остановимся на фациальной гипотезе, по которой месторождения ЖК выделяются в «железородную формацию». В ней якобы от берега вглубь океана развиты фации: окисная – ЖК; силикатная – гриналитовые, амфиболовые и пироксеновые породы; карбонатная – сидериты и другие карбонатные породы; сульфидная – сланцы, обогащенные сульфидами. Парадоксально, но необоснованность гипотезы фактически материалом признают сами авторы: «Из-за слабой изученности геологического строения многих месторождений, заключения об их генезисе, носящие умозрительный характер, сведены к минимуму» [73, с. 70]. «Силикатная фация... затушевана преобладающей зеленосланцевой фацией метаморфизма... поэтому она не рассматривается далее в тексте» [73, с. 11]. «Давайте просто ограничим наши

описания центральной областью химических и минеральных составов железородной формации без рассмотрения неясных краевых частей» [73, с. 6]. «Большая часть информации... в статье почерпнута из литературы и у геологов, которым автор доверяет» [73, с. 129].

Удивительно! Как подобная, явно антинаучная гипотеза (здесь ничего не доказано) завоевала мировое признание и владеет умами ученых уже более 100 лет? Защитники ее – академики, профессора американских и европейских ВУЗов, ведущие специалисты производства, не моргнув глазом, выделяют несуществующие «осадочные железородные бассейны», проводят международные симпозиумы (на которые приглашаются только единомышленники), штампуют монографии [7, 39, 73]. Дошло до того, что под флагом такой гипотезы в СССР на 1981-90 годы была принята Программа ГКНТ «Геолого-генетическое изучение железисто-кремнистых формаций докембрия... СССР», одобренная Президиумом АН СССР как «особо важная». Туда так же допускались только единомышленники.

После получения надежных доказательств существования метасоматических железистых кварцитов (МЖК) для автора стало очевидным, что единственным действенным методом установления генезиса ЖК, так же, как и для ГК, является выяснение истории минеральных парагенезисов на месторождениях ЖК и особенно характера контактовых взаимоотношений ЖК с вмещающими их породами.

Учитывая сказанное, автор выполнил анализ описанных в литературе месторождений ЖК мира, а также изучение месторождений ЖК Урала. Результаты опубликованы в монографии автора «Формации метасоматических железистых кварцитов» [178]. Там показано:

**1. Все месторождения, где были изучены контактовые взаимоотношения ЖК и вмещающих пород, оказались метасоматическими.** Обычно ЖК замещают метаультрабазиты (т. е. силикатную фацию Г. Джеймса). Большинство месторождений принадлежит к **формации постплагиогранитных МЖК**, остальные – к **формации постгранитных МЖК**.

2. Проведенный анализ выявил парадоксальное положение. Оказалось, что **на большинстве месторождений мира контактовые взаимоотношения ЖК с вмещающими породами не изучены! Этого и не требовали седиментогенные гипотезы. По этой причине громадная масса месторождений ЖК, которая раньше по формальным признакам относилась к седиментогенным, оказалась генетически не привязанной.**

**3. Все месторождения ЖК мира, в том числе и МЖК, расположены в ГК (и около них) самого различного возраста от катархея по мезозой включительно и приурочены ко всем метаморфическим фациям НГК и ядрам ОГК.**



4. На примере ЖК гранулитового тараташского ГМК описан генотип формации постплагиогранитных апоультрабазитовых метасоматических ЖК. Показано: а) ЖК здесь приурочены обычно к телам метаультрабазитов [178, (рис. 3-8, 10)] и замещают их. В ЖК сохраняются многочисленные реликты метаультрабазитов, в частности хромшпинелидов [178, (рис. 13, 15, 20, 21, 27)]. В самих ЖК установлены повышенные содержания Cr, Ni, Co, Pt; б) описана **околорудная метасоматическая зональность**, где каждая более внутренняя зона замещает смежную внешнюю [178, (рис. 6, 7, 9)]. На границе с ЖК образуются скарноиды с размерами зерен гиперстена до 1 м [178, (рис. 16)]; в) ЖК секут плагиомигматиты [178, (рис. 33)] и замещают их [178, (рис. 32)]. Сами ЖК подвержены гранитной мигматизации и гранитизации [178, (рис. 39)]; г) **тонкая полосчатость в ЖК и магнетитовых пироксенитах образуется при метасоматическом развитии кварца и магнетита (рис. 22) или только магнетита вдоль трещинок кливажа раскола в метаперидотитах** [178, (рис. 18, 19, 22-24, 35, 36)]; д) выяснена история минеральных парагенезисов как на месторождениях ЖК, так и в самом ГМК (табл. 3, [178, табл. 1]; е) месторождения ЖК тараташского комплекса приурочены к сопряженным гравиметровым (ультрабазиты) и магнитным (ЖК) аномалиям ([178, рис. 43]), что является хорошим поисковым признаком; ж) ЖК замещаются пиритом и другими сульфидами. Подобный пример описан П. Эскола в районе Ориярви [265]. Еще позже в ЖК тараташского ГМК развиваются различные карбонаты (сидерит, анкерит, доломит, брейнерит, кальцит) до образования карбонатных метасоматитов, содержащих реликты ЖК ([178], рис. 40).

После опубликования указанной выше работы [178] автором вместе с В.Н. Лукошковым были изучены другие уральские месторождения и рудопроявления ЖК Урала.

**Теплогорское месторождение** [184]. Ранее изучалось И.Н. Локтиной, А.И. Белковским (1978), Г.А. Глушковой, Г.А. Кейльманом [182], которые пришли к выводу о метасоматической природе ЖК. По нашим данным [184], ЖК расположены в амфиболитовой фации Уфалейского ГК. Вмещающие породы – плагиомигматиты по амфиболитам. Тело крупнозернистых магнетитовых (местами с гематитом) кварцитов мощностью до 4,2 м «срезает» смятые в складки плагиомигматиты. В самих же ЖК складок нет (рис. 23). Вблизи контакта плагиомигматиты послонно магнетитизированы. На контакте с ЖК по плагиомигматитам развита зона эпидот-клинопироксеновых скарноидов с магнетитом, мощностью до 0,1 м. Скарноиды и плагиомигматиты замещаются ЖК. Сами ЖК обогащены многочисленными мелкими реликтами плагиомигматитов и скарноидов (рис. 24).

**Маукское месторождение** [40, 241]. Расположено в амфиболито-



Рис. 22. Замещение крупного зерна гиперстена тонкозернистым агрегатом кварца и магнетита по секущим субпараллельным зонкам, Лысогорский участок, скв. 34, гл. 125,5 м, увел. 16 [178].

вой фации Уфалейского ГК. Г.А. Кейльман (1983), И.Н. Локтина, А.И. Белковский (1978) и Д.А. Михайлов [152] пришли к выводу о метасоматической природе ЖК. Автором в большом старом шурфе, в 30 м к западу от западного штабеля складированной руды установлены зонки ЖК, несогласно секущие полосчатость плагиомигматитов.

**Уфимское месторождение** [40, 241]. Геология близка к таковой на двух предыдущих месторождениях. Г.А. Кейльман (1983), И.Н. Локтина и А.И. Белковский (1978) установили метасоматическую природу ЖК. Г.А. Кейльман и Г.А. Глушкова [40] описали секущий контакт ЖК с плагиомигматитами. В гранат-куммингтонитовых скарнах установлены [8] родонит и иохансенит. Нами установлены следующие последовательно образованные зоны: 1 – плагиомигматиты; 2 – безрудные гранат-куммингтонитовые скарны; 3 – магнетитовые скарны; 4 – ЖК; 5 – безрудные кварциты; 6 – баритизированные руды. Гранаты содержат до 28,09 % MnO, а куммингтониты – до 17,13 %. Во вмещающих породах в этих минералах Mn почти нет.

В Сысерстком ГК нами изучены следующие месторождения ЖК.

**Вязовское месторождение** [40, 241], (рис. 25). Расположено в эпидот-амфиболитовой фации. Мощность рудного тела – 25 м, длина – более 200 м. Вмещающие породы – кварц-гранат-роговобманково-биотитовые сланцы с многочисленными реликтами амфиболитов и плагиомигматитов по ним. Установлена околорудная метасоматическая зональность из зон, последовательно замещающих друг друга: 1 – плагиомигматиты по амфиболитам; 2 – безрудные скарны (актинолит, куммингтонит, гранат); 3 – рудные магнетитовые скарны. Магнетит развивается по безрудным скарнам вдоль субсогласных зон, образуя полоски и линзочки; 4 – магнетит-гематитовые гондиты с вашингтонитом, пиролюзитом, ильменитом, куммингтонитом. Содержат многочисленные реликты безрудных и рудных скарнов; 5 – безрудные гондиты, которые явно замещают рудные; 6 – безрудные кварциты. Все зоны сильно обогащены марганцем, который содержится в гранате (до 35,77 % MnO), куммингтоните (до 11,49 %), пиролюзите. В западной части месторождения залегают бесполовошпатовые амфиболиты с низкой железистостью амфибола ( $f = 22$ ) и высоким содержанием  $Cr_2O_3$  (0,35 %) и Ni (0,08 %). По-видимому, это реликты ультрабазитов.

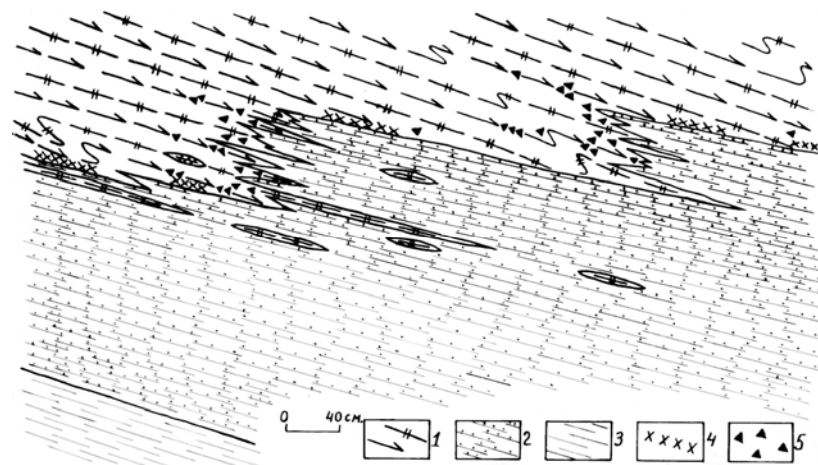


Рис. 23. Секущий контакт железистых кварцитов Теплогорского месторождения.

1 – плагиомигматиты по амфиболитам, 2 – магнетитовые кварциты, 3 – то же, карбонатизированные, 4 – эпидот-клинопироксеновые скарноиды, 5 – вкрапленность магнетита во вмещающих породах.

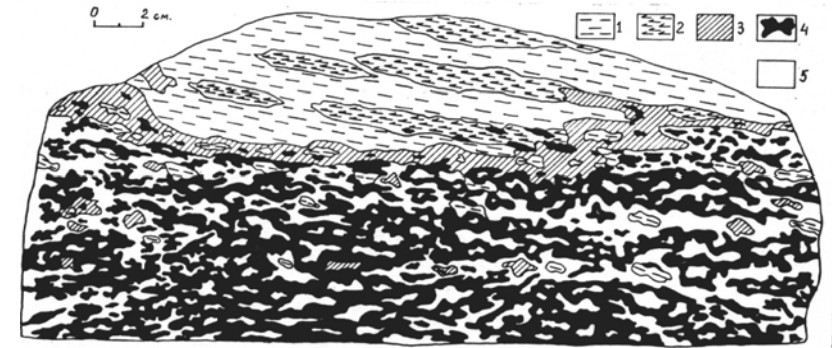


Рис. 24. Деталь рис. 23. Характер контакта между магнетитовыми кварцитами и плагиомигматитами. На контакте видна узкая зона пироксен-эпидотовых скарноидов. Реликты скарноидов наблюдаются в магнетитовых кварцитах.

1 – гнейсовидный плагиогранит (лейкосома плагиомигматитов), 2 – плагиоклазовый амфиболит (палеосома плагиомигматитов), 3 – пироксен-эпидотовый скарноид, 4 – магнетит, 5 – кварц.

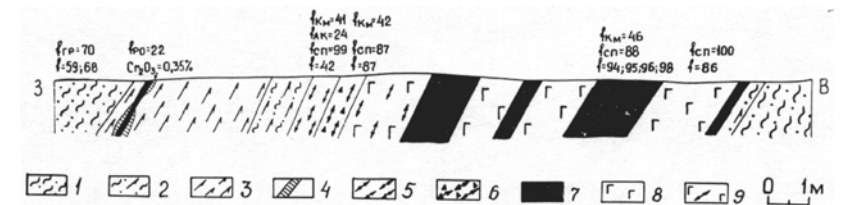


Рис. 25. Геологический разрез Вязовского месторождения железистых кварцитов.

1 – слюдяно-гранат-кварцевые сланцы; 2 – то же, с роговой обманкой; 3 – амфиболиты меланократовые окварцованные, местами с магнетитом; 4 – амфиболиты бесполовошпатовые; 5 – актинолит-кумингтонитовые породы местами с кварцем и спессартином; 6 – то же – магнетитовые; 7 – магнетитовые и гематит-магнетитовые гондиты; 8 – гондиты; 9 – гондиты с реликтами куммингтонитовой породы.

**Сидоркинское месторождение** [40, 241]. Расположено в фации зеленых сланцев (рис. 26). Здесь выявлено несколько тел ЖК мощностью до 15 м и длиной до 4 км. Вмещающие породы – девонские (Г.А. Глушкова, 1976) эффузивы и туфы базальтового и андезит-базальтового состава, превращенные в порфиритоиды и альбит-хлорит-амфиболовые сланцы. Здесь также установлена околорудная метасоматическая зональность, где каждая более поздняя зона замещает более ранние: 1 – порфиритоиды; 2 – гранат-хлорит-гематитовые сланцы, иногда с магнетитом, образующие зоны в порфиритоидах; 3 –

гематитовые кварциты; 4 – магнетитовые эпидозиты; 5 – магнетитовые и эпидот-магнетитовые кварциты, которые по секущим прожилкам секут гематитовые кварциты; 6 – магнетитовые и безрудные гондиты; 7 – безрудные кварциты; 8 – кальцитовые метасоматиты. Гранаты в гондитах, гематитовых сланцах и ЖК сильно обогащены марганцем (до 11,08 % MnO). В гранатах вмещающих пород его нет. Аналогичную историю имеют Генеральское и Черемшанское рудопроявления, расположенные соответственно в 25 км к северу и в 5 км к югу от Сидоркинского месторождения.

Автором были изучены также другие месторождения ЖК Урала, в частности Шабровское, Северо- и Южно-Шабровские, Западно-Иткульское, Нижне- и Верхне-Салдинские, Истокское, Мало-Агардяшское. Характеристика их дана в работах [40, 241]. Геология и история этих месторождений принципиально не отличаются от описанных выше.

Кроме уральских, автором были изучены некоторые другие месторождения ЖК бывшего СССР.

**Главный антиклинорий КМА.** Автор, благодаря любезной помощи заведующего лабораторией НИИ КМА В.Н. Гусельникова и главных геологов Белгородской и Юго-Западной ГРЭ В.И. Иванова и И.И. Воеводы, в 1981 г. имел возможность изучать некоторые месторождения КМА.

**Бесединские аномалии.** Расположены в центре Бесединского ГК. Автором [185] по керну скважин 2844, 2846, 2848, 1979 и др. были изучены контактовые взаимоотношения ЖК, магнетитовых пироксенитов, пироксенитов и метаперидотитов, а также история минералообразования в них. Минеральные парагенезисы этих пород и руд, с учетом данных [247], следующие: метаперидотит –  $Rp_{11-34} + Ol_{7-11} + Xш (+Kп_{12-20})$ , пироксенит –  $Rp_{25-56} (+Kп_{33})$ , магнетитовый пироксенит –  $Rp_{52-60} + Mt (+Kп_{21-34})$ , ЖК –  $Kв + Mt + Rp_{57} (+Kп_{38})$ . Все эти породы и руды перемежаются между собой. Мощность полос – от нескольких сантиметров до десятков метров. Метаперидотиты встречаются только внутри мощных полос пироксенитов и не контактируют с ЖК. Контактные взаимоотношения метаперидотитов ранее были детально изучены Н.М. Чернышовым с соавторами [247], которые доказали, что пироксениты образуются по метаперидотитам. При этом исчезает форстерит и увеличивается железистость пироксенов. Железистые пироксены образуют в мелкозернистых метаперидотитах крупные (до 5 мм) порфиробласты. Переходы между метаперидотитами и пироксенитами и по железистости, и по содержанию оливина постепенны. Наши наблюдения полностью подтверждают вывод об образовании пироксенитов за счет метаперидотитов.

Автором установлено, что метасоматическое изменение метапери-

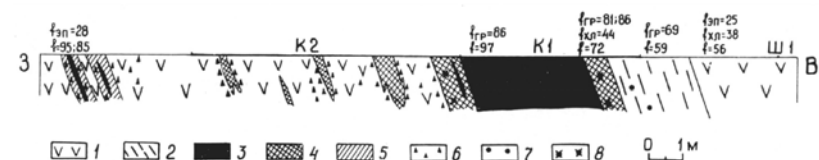


Рис. 26. Характер контактовых взаимоотношений метасоматических железистых кварцитов Сидоркинского месторождения с девонскими вулканитами.

1 – порфиритоиды, 2 – хлоритовые сланцы, 3 – гематит-магнетитовые кварциты, 4 – хлорит-магнетитовые сланцы, 5 – эпидозиты, 6 – вкрапленность магнетита, 7 – альмандин, 8 – спессартин.

дитов на стадии пироксенитов не заканчивается. Пироксениты в свою очередь замещаются магнетитом с образованием магнетитовых пироксенитов, а эти последние замещаются кварцем и магнетитом.\* Конечным продуктом являются магнетитовые кварциты, содержащие ксенокристаллы пироксена. Все минералообразование совершалось в условиях рассланцевания, которое и контролировало метасоматоз. Сказанное дает основание выделять соответствующие зоны метасоматической колонки. Детально такая колонка была изучена по скв. 2979 в интервале 102,0-129,0 м (рис. 27). Снизу и сверху интервал ограничен тонкополосчатыми пироксен-магнетитовыми кварцитами с полосами пироксенитов и других пород. На глубине 117,0-125,0 м расположены серпентинизированные и амфиболитизированные метаперидотиты, богатые Cr (до 0,68 %  $Cr_2O_3$ ), Ni (до 0,15 % NiO), Co (до 0,013 % CoO), Pt и Pd (выше кларков для ультрабазитов [247]). Выше метаперидотиты последовательно сменяются зонами пироксенитов, пироксен-магнетитовых кварцитов. Книзу метаперидотиты постепенно переходят в пироксениты. От внешней зоны к внутренней (ЖК) закономерно увеличивается железистость пород и руд и ортопироксенов из них, а содержания Cr, Ni, Co – наоборот, уменьшаются. Все это чрезвычайно похоже на тараташский комплекс. Отличие состоит в более сильном обогащении Cr, Ni, Co всех зон метасоматической колонки. Так, по данным [247] и нашим, содержания этих элементов соответственно составляют: пироксениты (среднее из 9) – 0,29; 0,13; 0,014; Pt и Pd – кларковые для гипербазитов содержания. Магнетитовые пироксениты – 0,08; 0,02; 0,004. Магнетитовые кварциты – 0,17; 0,03; 0,004. В интервале 115,0-117,0 м развиты безрудные метасоматические кварциты. Они замещают породы и ЖК всех перечисленных выше зон. К формации постплагриогранитных ЖК отнесены на основании наличия

\* Метасоматическое развитие магнетита в пироксенитах отмечает и Н.М.Чернышев [247].

магнетита в плагиогнейсах и плагиомигматитах, а также по наложению К-На гранитизации на ЖК. На рис. 28 дан отстроенный нами разрез месторождения с использованием данных [247].

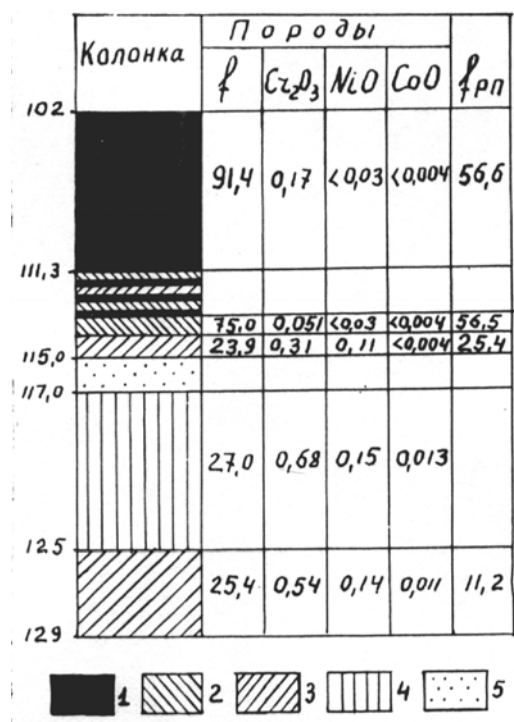


Рис. 27. Околорудная метасоматическая зональность в метаперидотитах на границе с метасоматическими железистыми кварцитами. Бесединская аномалия КМА.

1 – гиперстен-магнетитовые кварциты, 2 – магнетитовые гиперстениты, 3 – бронзититы и гиперстениты, 4 – магнезиальные метаперидотиты, 5 – безрудные кварциты.

**Приоскольское месторождение КМА.** Было изучено автором по скважинам 5044, 5223, 5264, 5275, 5286, 5287. Расположено в Ново-Оскольском районе в Бобрышевском ГК. Вмещающие породы представлены плагио- и гранитными мигматитами, меланосома которых состоит из пироксенитов, бесполовошпатовых и плагиоклазовых амфиболитов. Мощность рудных тел – до 400 м. Метаморфизм пород отвечает амфиболитовой фации. На месторождении установлена метасоматическая зональность. В исходном субстрате магнезиальных пироксенитов не встречено, но в бесполовошпатовых амфиболитах внут-

ри рудного тела установлена роговая обманка с железистостью 23,5. По всей вероятности, эти амфиболиты образовались по магнезиальным пироксенитам. Железистые ортопироксениты (f = 71-74) широко развиты. По ним вдоль трещин кливажа раскола и в виде неправильной формы участков развивается магнетит. Магнетитовые и железистые безрудные пироксениты замещаются пироксен-магнетитовыми кварцитами. Все указанные породы и руды замещаются безрудным кварцитом. На месторождении широко проявлена куммингтонизация и карбонатизация.

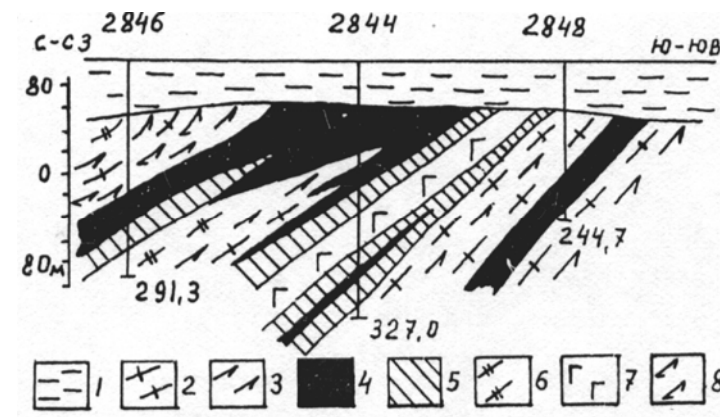


Рис. 28. Геологический разрез Бесединской аномалии КМА.

1 – палеозойский осадочный чехол. Архейские образования: 2 – гранитные мигматиты, 3 – амфиболиты мезократовые, 4 – магнетитовые кварциты, перемежающиеся с магнетитовыми пироксенитами и пироксенитами, 5 – пироксениты с участками метаперидотитов, 6 – плагиогранитные мигматиты, 7 – габбро амфиболиты, 8 – двупироксеновые кристаллические сланцы. Разрез составлен по данным автора [185] и Н. М. Чернышова [247].

**Тарасовское месторождение.** Расположено в обрамлении Бесединского ГК (фация зеленых сланцев). Изучалось автором по керну скв. 3147. Вмещающие породы представлены апогаббровыми и аподиабазовыми амфибол-плагиоклаз-хлоритовыми сланцами с реликтами офитовой и габбровой структур (шл. 3147-363). В интервале 399,7-414,1, по данным И. Н. Щеголева [263, с. 26], вскрыты ЖК (керна нет). Ниже до глубины 461,0 м вскрыты амфибол-хлоритовые сланцы, в которых установлены многочисленные согласные, реже кососекающие зонки тонкозернистых безрудных или малорудных (до 10 % магнетита) кварцитов. Мощность зонков от нескольких миллиметров до 1-3 см. Почти каждая кварцитовая зонка с обеих сторон имеет оторочку, сильно (80-95 %) обогащенную тонкозернистым магнетитом. Часто в

этой оторочке присутствуют мелкие зерна кварца (0-15 %). Мощность магнетитовых и кварц-магнетитовых оторочек – до 5 мм. На границе с такими оторочками сланцы часто обогащены (до 15-20 %) магнетитом. Весь интервал (414,1-461,0 м) по существу представляет собой частое переслаивание амфибол-хлоритовых сланцев (50 %), безрудных или малорудных кварцитов (30 %) и обогащенных магнетитом оторочек (20 %). Он может рассматриваться как магнетитовый кварцит. ЖК здесь также куммингтонитизированы и карбонатизированы (до 30 % карбоната). Главный вывод – субстрат, по которому развиваются ЖК, имеет магматическую, а не осадочную природу.

**Чарская глыба Сибири.** Метасоматическая природа ЖК Сулуматского, Нижне-Сауканского и других месторождений Чарской группы была доказана Г.П. Шаховым (1969), а затем М.Н. Дэви [146], В.А. Кривенко и Т.А. Пинаевой [110]. Два последних автора с 1973 по 1982 гг. проводили геологическую съемку района. По их данным, месторождения расположены на юге крупного ГК. История минеральных парагенезисов в его ядре очень похожа на историю тараташского ГМК. Субстрат представлен главным образом нестратифицированными основными гранулитами, которые претерпели плагиогранитный (AR<sub>2</sub>) и гранитный (PR<sub>1</sub>) этапы мигматизации и метаморфизма. С ними авторы связывают формирование разнообразных стратиформных метасоматитов – плагио- и гранитогнейсов, диопсидовых и форстеритовых кальцифиров, диопсид-скаполитовых пород, МЖК, гиперстеновых и гиперстен-магнетитовых пород, гранат-кварцевых сланцев и др.

ЖК приурочены к субмеридиональным зонам, секущим плагиогнейсы, массивы габброидов и зоны бластомилонитов. В пределах рудоносных зон ЖК образуют десятки кулисообразно расположенных линз. Протяженность зон – от 10 до 60 км, а мощность – от 10 до 1000 м. Мощность тел ЖК – до 100 м. ЖК развиваются по плагиогнейсам, метаультрабаазитам, бластомилонитам. Реликтовые линзы бластомилонитов встречаются внутри тел ЖК. На юге Нижне-Сауканского месторождения в гигантском обнажении высотой до 500 м (рис. 29) установлено жилообразное тело ЖК, секущее плагиогнейсы. ЖК подвержены К-Na гранитизации. Авторы приводят примеры, когда гигантские монокристаллы гиперстена «прорезаются» узкими зонками ЖК и кварцитов. При этом возникает новообразованная полосчатость (рис. 31). Около тел ЖК развита окологрудная метасоматическая зональность. Выделяются зоны: 1 – исходного субстрата (плагиогнейсы, габбро, ультрабаазиты); 2 – скарноподобных гигантозернистых гиперстеновых пород и эвлизитов (Рп<sub>77-89</sub> + Гр<sub>83-97</sub> + Ол<sub>94-97</sub> + Кп<sub>68-70</sub>); 3 – магнетитовых кварцитов (иногда с гематитом); 4 – кварцитов с силлиманитом и рутилом. Позже образуются метасоматические кальцифиров, которые раньше считались метаосадками.

Автор в 1982 году, благодаря любезному приглашению М.Н. Дэви, вместе с ним изучал Сулуматское месторождение по разведочным штольням и керну скважин. В штольне 3 (квершлаг № 9) установлено жилоподобное тело ЖК, секущее смятые в складки плагиомигматиты. В самих ЖК складки отсутствуют (рис. 30). Здесь же в интервале 36,0-46,7 м нами изучен разрез: 36,0-37,7 м – мелкозернистые тонкополосчатые пироксен-магнетитовые кварциты (f Рп = 47,7); 37,7-39,1 м – ортопироксенит с магнетитом (до 10 %), куммингтонитизированный (f Рп = 42,7); 39,1-40,0 м – массивные бесполовошпатовые куммингтонитовые амфиболиты с магнетитом (f Км = 21,7); 40,0-43,0 – магнетит-амфиболовые породы с крупными зернами реликтового пироксена. Количество магнетита до 30 %; 43,0-44,2 – магнетитовые кварциты. В них видна секущая зона гранат-кумингтонитовых кварцитов с магнетитом мощностью 0,3 м, которая срезает полосчатость ЖК; 44,2-46,7 м – куммингтонитовые породы с магнетитом (5 %). Из описания видно, что здесь мы имеем дело с метасоматической зональностью, в которой участвуют зоны: 1 – магнезиальных метаультрабаазитов, представленных сейчас куммингтонитовыми породами (f Км = 21,7). Куммингтонит богат хромом (0,19 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и никелем (0,5 % NiO). Богатые хромом (0,21 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) куммингтонитовые сланцы встречены нами в штольне 3 (квершлаг 8А, 90 м); 2 – магнетитовых ортопироксенитов (f Рп = 42,7); 3 – ЖК (f Рп = 47,7); 4 – гранат-кумингтонитовых кварцитов. От внешних зон к внутренним происходит увеличение железистости зон и железо-магнезиальных силикатов и уменьшение содержания в них Сг и Ni.

Зоны ЖК Чарской группы продолжают на север в Якутию. Здесь они изучены Г.Ф. Гореловым и др. (1984) на месторождениях Ималыкской группы, которые связаны с двумя ГК. ЖК трактуются как вулканогенно-осадочные. Но здесь развиты те же комплексы пород и руд, что и в Чарской группе, а контактовые взаимоотношения ЖК не изучены. Широко развиты метаультрабаазиты, в том числе и в «переслаивании» с ЖК. На Ималыкском месторождении среди ЖК и сланцев в скв. 1021 в инт. 410,0-440,0 м встречены ортоклинопироксеновые породы с магнетитом и шпинелью, обогащенные хромом. Содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в магнетите достигают 5,15 %, а в шпинели – 6,18 %. Иногда в рудах встречается серпентин. По-видимому, мы имеем дело с апоультрабаазитовыми МЖК.

**Джетымский бассейн Тянь-Шаня.** До сих пор описывались МЖК, которые образовались по породам ядер или обрамлений НГК. В то же время некоторые месторождения ЖК приурочены к обрамлениям ОГК, которые сложены в основном терригенными толщами. В основании этих толщ обычно развита ФПФ. ЖК в обрамлении ОГК показаны на рисунке П. Эскола [265]. Но взаимоотношения ЖК с терри-

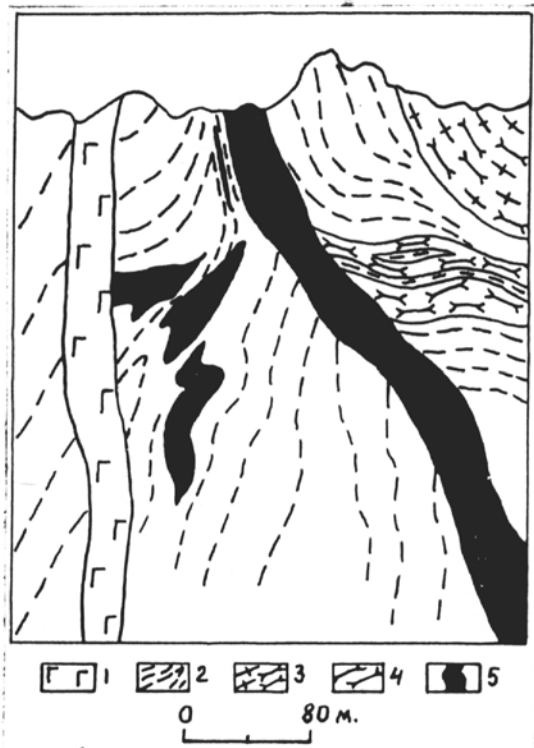


Рис. 29. Жилоподобное секущее тело железистых кварцитов в скальном обнажении. Нижне-Сауканское месторождение Чарской группы [146].

1 – диабаз, 2 – плагиогнейсы, 3 – то же, с реликтами амфиболитов, 4 – амфиболиты, 5 – железистые кварциты.

генными породами, как правило, не выяснены. Единственным известным автору исключением является Джетымский бассейн Тянь-Шаня, расположенный в 40 км к югу от оз. Иссык-Куль. Там К.С. Сагындыков (1984, Фрунзе, Илим, 214 с.) установил, что ЖК замещают терригенные породы. В бассейне установлено более 30 линзовидных тел тонкозернистых полосчатых ЖК длиной 0,5-3 км и мощностью от нескольких метров до 200 м. Все они залегают в свите джетым-тоо, сложенной джетымитами – флишоидами, состоящими из конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, для которых характерна слабая окатанность обломков. К. С. Сагындыковым в джетымитах установлены обломки «гранитоидов» (преобладают), кислых эффузивов, известняков, метавулканитов, кварцитов, «железных руд», «полевых шпатов», кварца.

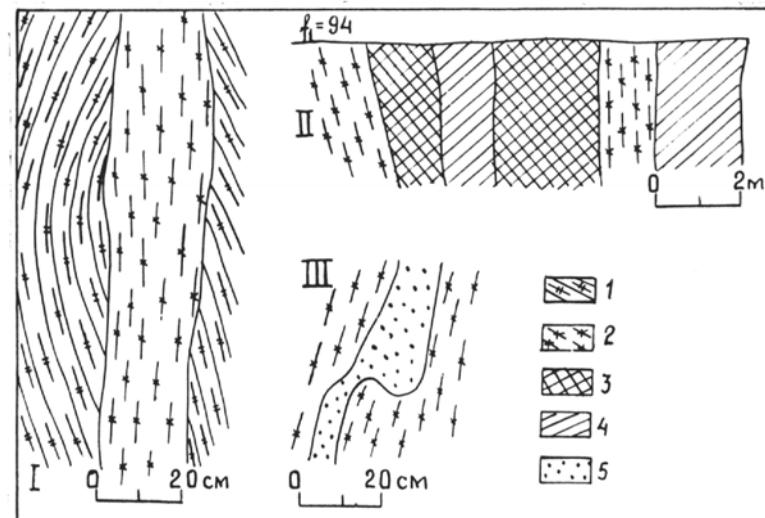


Рис. 30. Околорудная метасоматическая зональность возле железистых кварцитов и секущие контакты их с плагиомигматитами. Сулуматское месторождение Чарской группы.

I – штольня 3, квершлаг 9, ГК. 95. Пироксен-магнетитовые кварциты (2) секут плагиомигматиты по амфиболитам (1); II – околорудная метасоматическая зональность по метаультрабазитам возле пироксен-магнетитовых кварцитов: 3 – ортопироксенит с магнетитом (10%), сильно куммингтонизированный, хлоритизированный и местами окварцованный; 4 – массивные бесполовошпатовые куммингтонитовые амфиболиты (магнетита 1-3%), местами окварцованные и хлоритизированные; III – секущее тело гранат-куммингтонитовых магнетитосодержащих (до 5%) кварцитов (5) в пироксен-магнетитовых кварцитах.

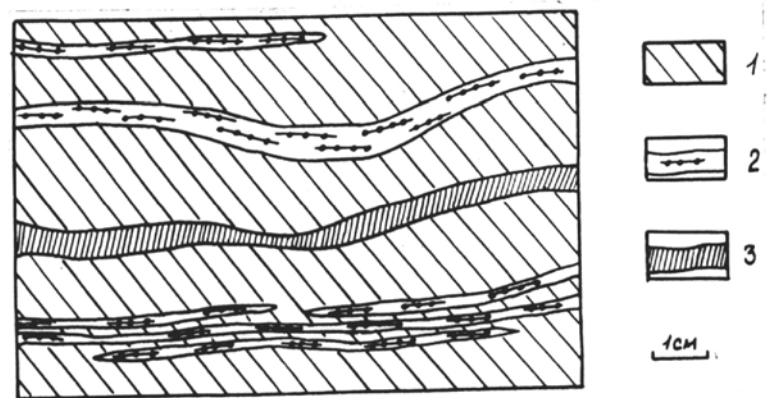


Рис. 31. Замещение гигантозернистого гиперстенита (1) вдоль секущих субпараллельных зон магнетит-куммингтонитовым (2) и безрудным (3) кварцитом с образованием полосчатой текстуры. Месторождение Сауканнур Чарской группы [110].

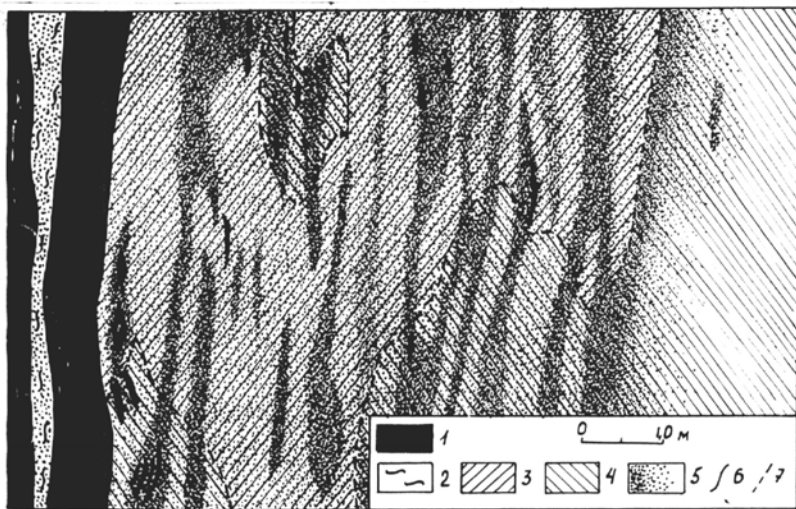


Рис. 32. Метасоматическое развитие пылевидного гематита и магнетита в джетымитах на контакте с метасоматическими железистыми кварцитами. Метасоматические зоны секут градационную слоистость. Джетымский бассейн.

1 – гематит-магнетитовые тонкозернистые кварциты; 2 – околорудные тонкозернистые хлоритовые сланцы; 3 – алевролиты и песчаники; 4 – гравелиты и конгломераты; 5 – пылевидные гематит и магнетит, густота крапа показывает интенсивность оруденения; 6, 7 – геологические границы: 6 – резкие, 7 – постепенные.

Автор, благодаря любезному приглашению и помощи К.С. Сагындыкова, имел возможность изучать генезис ЖК бассейна в 1985 г. в верховьях р. Акташ. Нами было установлено, что гранитоиды в обломках представлены плагиогранитами, а полевые шпаты – плагиоклазом (в 121 шлифе обнаружено лишь одно зерно микроклина). По указанным признакам джетымиты отвечают ФПФ. Подтверждена метасоматическая природа ЖК [180]. Это доказывается следующими фактами.

1. ЖК приурочены к зонам рассланцевания джетымитов, где последние превращены в тонкозернистые кварц-хлорит-плагиоклазовые сланцы (бластомилониты).

2. В пределах таких зон ЖК, наряду с согласными зонами, образуют тела, секущие сланцеватость бластомилонитов.

3. Вблизи тел ЖК в джетымитах развиты зоны пылевидной магнетитизации (размер идиоморфных зерен магнетита – до 0,005 мм). Кварца в парагенезисе обычно нет. Мощность зон – от нескольких сантиметров до 10 м (рис. 32). Магнетитизация контролируется трещинками рассланцевания, которые рассекают крупные обломки. В

шлифах видно, что одна и та же трещинка, выполненная пылевидным магнетитом, сечет несколько обломков плагиоклаза (рис. 33). Количество пылевидного магнетита, а иногда и гематита в оруденелых джетымитах достигает 40 %.

4. Зоны магнетитизации секут градационную слоистость в джетымитах. Проявлены метасоматическая карбонатизация и окварцевание. В ряду джетымит – околорудный джетымит – хлоритовый сланец – ЖК увеличивается железистость как самих пород и руд, так и хлоритов из них. Очевидно, МЖК связаны с гранитным этапом магматизма в ГК, большая часть которых, по-видимому, погребена под свитой джетым-тоо.

**Родопский массив.** Необходимо также сказать несколько слов об очень интересном месторождении Болгарии (М. Желязкова-Танайотова, «Эндогенное рудообразование». М. Наука, 1985. С. 150-158). Там в Центральных Родопах среди мигматитов ГК установлены тела метаультрабазитов, представленных метаморфитами гарцбургитового ( $Ol_9 + Rp_9 + Xш$ ), дунитового, лерцолитового и ортопиросенового состава. Среди них в трех пунктах (г. Ардино, поселки Брничево и Кошарите) установлены МЖК, «чрезвычайно похожие на джеспиллиты», которые замещают метаультрабазиты. Мощность оруденелых зон – 10-15 м. Магнетиты ЖК богаты хромом (от 4,7 до 13,7 %  $Cr_2O_3$ , среднее из 62 – 6,92 %) и кобальтом (до 0,175 %  $CoO$ , среднее из 62 – 0,068 %).

#### О генетических связях метасоматических железистых кварцитов и родонитовых месторождений в гнейсовых куполах Урала

С МЖК в ГК Восточно-Уральского поднятия местами, по всей вероятности, генетически связаны месторождения родонита. Эта связь, на которую впервые указал В.Н. Лукошков [131], проявлена в развитии на тех и других месторождениях спессартиновых гондитов, а также одинаковых марганцевых минералов – спессартина и родонита. Примером могут служить Кургановское месторождение родонита и Уфимское месторождение ЖК. Интересно, что обогащенность ЖК марганцем характерна для низкотемпературных фаций (эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой). Еще большая обогащенность марганцем наблюдается на родонитовых месторождениях, которые развиты только в зеленосланцевой фации. Общим является также и то, что на родонитовых месторождениях так же широко развиты процессы окварцевания и карбонатизации.

### Метасоматические железистые кварциты и железорудные скарновые месторождения

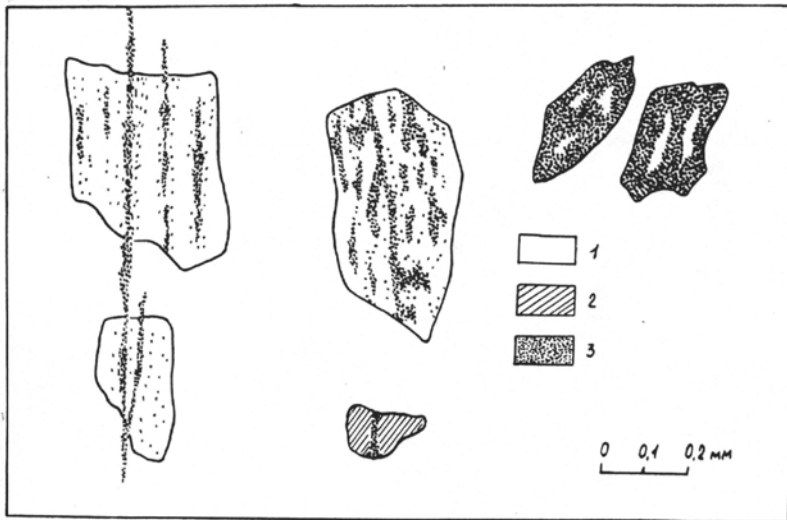


Рис. 33. Метасоматическое развитие пылевидного гематита и магнетита (3) в джетымитах (фон), в том числе в обломках плагиоклаза (1) и кварца (2). Джетымский бассейн.

По генезису к месторождениям апоультрабазитовых МЖК ядер ГК очень близки магнезиально-скарновые железорудные месторождения абиссальной фации, описанные Л.И. Шабыниным (1978), которые также связаны с ГК. На этих месторождениях развиты все те же зоны окolorудной метасоматической зональности, что и, например, на месторождениях ЖК тараташского комплекса, кроме зоны собственно ЖК. Или эта зона развита слабо. Л.И. Шабынин в качестве осадителя рудного вещества предполагает доломиты. Однако повышенное содержание в рудах кобальта позволило нам [75] высказать предположение, что субстратом некоторых скарновых месторождений, в частности Таежного, являются ультрабазиты, позже подвергшиеся доломитизации. На принципиальную возможность этого указывали Д.С. Коржинский [100] и Л.И. Шабынин. Позже это полностью подтвердилось, и прежде всего именно для Таежного месторождения. Здесь доказано [114], что наряду с metabазитами и плагиомигматитами, субстратом руд часто являются метаультрабазиты, обогащенные платиноидами. Таким образом, **магнезиально-скарновые абиссальные железорудные месторождения можно рассматривать как месторождения апоультрабазитовых МЖК, но с неразвитой зоной ЖК.**

Одной из причин этого, по-видимому, является большая мощность гипербазитовых тел, и как следствие – инертное поведение магния. Кремнезем же полностью расходовался на образование ортопироксенов. Это подтверждается наличием ЖК на некоторых магнезиально-скарновых месторождениях Центральной Швеции и Алдана. Здесь скарновые руды фациально сменяются ЖК. Для этих регионов доказано существование МЖК [110, 271], в том числе апоультрабазитовых.

В этой связи интересны магнезиально-скарновые месторождения Белоцерковско-Одесской зоны, изученные М.А. Ярошук («Железорудные формации Белоцерковско-Одесской зоны». Киев. Наукова Думка. 1983.). Здесь развиты породы и руды всех зон метасоматической колонки апоультрабазитовых МЖК, в том числе и ЖК, которые «переслаиваются» с гиперстенитами, форстерит-энстатитовыми (или бронзитовыми) породами. Последние рассматриваются как коматиты, а сами ЖК – как осадки. Эта трактовка очень сомнительна, тем более что и тут имеются данные Б.Г. Яковлева о метасоматической природе пироксенитов, эвлизитов и ЖК («Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование». Винница. 1982.). Магнезиально-скарновые месторождения подвергаются К-На гранитизации, а это говорит за генетическую связь их с плагиогранитным этапом.

### Минерогения ГК Урала

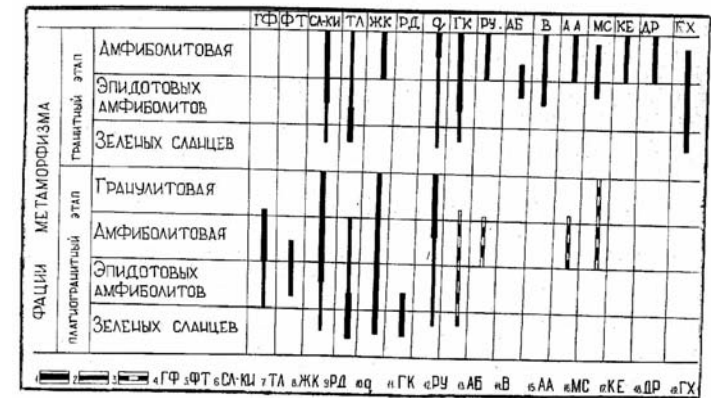


Рис. 34. Схема минерогения гнейсовых куполов Урала.

1 – полезные ископаемые, 2 – проявление процесса, создавшего полезное ископаемое, 3 – необходимые предпосылки в плагиогранитном этапе для проявления полезного ископаемого в гранитном этапе, 4 – графит, 5 – фосфаты, 6 – силлиманит и кианит, 7 – тальк, 8 – метасоматические железистые кварциты, 9 – родонит, 10 – кварциты, 11 – гранулированный кварц, 12 – рутил, 13 – абразивное сырье, 14 – вермикулит, 15 – антофиллит-асбест, 16 – мусковит, 17 – керамическое сырье, 18 – драгоценные камни, 19 – горный хрусталь.



Особенности образования МЖК постплагитогранитной и постгранитной формаций отражены на рис. 34. Здесь же отражены основные закономерности формирования других полезных ископаемых ГК (графита, мусковита, гранулированного кварца, антофиллит-асбеста, вермикулита, драгоценных камней, родонита, талька), образование которых связано с плагитогранитным и гранитным этапами [181].

### Генезис метасоматических железистых кварцитов

Из сказанного выше видно:

1. **Все генетически изученные месторождения ЖК являются метасоматическими\***.

2. **Все месторождения ЖК мира располагаются в ГК и генетически тесно связаны с развитием этих структур** (табл. 2, 3, рис. 1-5).

3. Возраст ГК и развитых в них МЖК колеблется от катархея по мезозой включительно. В частности для Урала геологический возраст палеозойских ГК определяется как  $D_3^2-C_1t_1$  (гальки ЖК найдены в ФПФ  $D_3^2-C_1t_1$  в районе г. Бреды и пос. Домбаровка [216]), для рифейских – уцкий уровень рифея, для Тараташского ГМК – верхи нижнего протерозоя.

4. Преобладают МЖК постплагитогранитной формации, которые развиты во всех метаморфических фациях (от зеленосланцевой по гранулитовую) ядер и обрамлений НГК и ядер ОГК.

5. Для постплагитогранитной формации МЖК установлен четкий литологический контроль оруденения, заключающийся в том, что большая часть МЖК развивается по метаультрабазитам, являющимся эффективным геохимическим барьером, при взаимодействии с которыми рудоносные кремнекислые растворы сбрасывают свой полезный груз. Е. Рирдон (ChemGeol. 1979. Vol. 25. № 4. P. 339-345) показал, что железо в растворе находится в виде комплексов, концентрация которых максимальна при  $pH = 2$ . При взаимодействии с ультрабазитами и

---

\* Выделяемые ранее автором [178] седиментогенные ЖК, расположенные вдали от ГК и представленные кварц-магнетитовыми песчаниками, яшмовидными и оолитовыми рудами, конечно, не являются настоящими ЖК. Они только потенциально могли бы превратиться в ЖК при метаморфизме. Описание таких превращений автор не нашел. Поэтому автор полностью согласен с Д.А. Михайловым [152], что сейчас нет доказательств существования настоящих седиментогенных ЖК, состоящих из равновесной гранобластовой парагенетической ассоциации кварца, магнетита и (или) гематита, что характерно для МЖК.

базитами происходит повышение pH растворов, диссоциация комплексов и отложение железа. Интенсивность процесса и масштабы оруденения прямо зависят от объемов ультрабазитов. С этих позиций ясно, почему крупные месторождения МЖК приурочены к докембрию, где ультрабазиты развиты значительно шире, чем в фанерозое (А.И. Тугаринов, «Общая геохимия». 1973.). Объем ультраосновных пород, ассоциирующихся с МЖК, может служить поисковым признаком для обнаружения крупных месторождений.

Из других пород, по которым развиваются МЖК, наиболее часто встречаются метабазиты. Они представлены метагабброидами, двупироксеновыми кристаллосланцами, плагиоклазовыми амфиболитами, зелеными сланцами. Еще реже МЖК развиваются по плаггиомигматитам и плаггиогнейсам.

6. МЖК отчетливо стратиформны, что является главным аргументом при обосновании их седиментогенной природы. Теперь очевидно, что это глубокое заблуждение. **В основе стратиформности МЖК лежат не седиментогенные, а совершенно другие – тектонические причины.** Наблюдения показывают, что метасоматоз осуществлялся в условиях расщепления пород. **Зоны расщепления и контролировали железисто-кремнистый метасоматоз, что привело к образованию тонкой полосчатости в ЖК и стратиформному облику месторождений.** В этом отношении у МЖК много общего с послойными плаггиомигматитами и метасоматическими плаггиогнейсами. В процессе железисто-кремнистого метасоматоза продукты его различных стадий, накладываясь друг на друга, локализируются вдоль субпараллельных трещин скалывания в виде согласных зон.

7. **На многих месторождениях МЖК установлена четкая околорудная метасоматическая зональность.** Парагенезисы ее разнообразны. Они зависят от состава замещаемых пород и от приуроченности месторождений к той или иной метаморфической фации, которые определяют температуру рудного метасоматоза. Это дает основание выделять для постплагитогранитной формации МЖК температурные фации метасоматической зональности. Метасоматические колонки различных фаций похожи. У всех у них от периферии к центру выделяются зоны: а – исходного субстрата, б – безрудных железистых сланцев или скарноидов, в – рудных железистых сланцев или скарноидов, г – ЖК, д – безрудных кварцитов.

Общими особенностями всех температурных фаций околорудной метасоматической зональности являются: а – замещение каждой более внутренней зоной смежной внешней, б – уменьшение содержания Cr, Ni, Co, Pt (для апогипербазитовых МЖК) от периферии к центру и – увеличение железистости зон и железистости Fe-Mg силикатов в них в этом же направлении. В частности, в тараташском ГМК в тыловой

зоне безрудных кварцитов часто развиты эвлизиты, состоящие из граната, пироксенов и фаялита, отличающихся экстремально высокой железистостью. Их состав:  $Rp_{85-87} + Gr_{92-97} + Ol_{96-97}$  ( $Kp_{80}$ ). Характерно, что кварциты и сами эвлизиты обычно не содержат гематита и магнетита, а все железо в них находится в силикатах в двухвалентной форме.

Существенно кварцевый состав тыловых зон, обогащенность их рутилом, анатазом, силлиманитом, двухвалентным силикатным железом – все это говорит о том, что при образовании МЖК мы имеем дело с процессом кислотного выщелачивания [100]. **В формации постплагиогранитных ЖК Урала выделяются температурные фации метасоматической зональности – дупироксеновая, клинопироксеновообманковая, куммингтонит-спессартиновая, хлорит-спессартиновая [178].**

Между температурными фациями метасоматической зональности постплагиогранитной формации МЖК и температурными фациями раннего зонального метаморфизма существует прямая зависимость по температуре, что говорит об их генетической связи. С уменьшением температуры метасоматоза в метасоматических колонках происходит: смена высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными, уменьшение размеров зерен в ЖК, смена магнетита гематитом, увеличение марганцовистости граната и амфибола. В то же время гранаты и амфиболы исходного субстрата всегда бедны марганцем, что лишнее раз говорит против седиментогенной природы ЖК. Постепенное и закономерное изменение свойств колонок околорудной метасоматической зональности в одном и том же ГК от ядра к обрамлению подтверждает генетическое единство ядер и обрамлений НГК.

8. В завершающую стадию становления месторождений развиваются сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит), которые замещают магнетит и гематит [146, 178, 271]. Еще позднее образуются карбонаты, которые накладываются на все зоны метасоматической колонки. Они представлены сидеритом, анкеритом, брейнеритом, доломитом, кальцитом. Сидерит обычно является наиболее ранним, а кальцит – наиболее поздним. При замещении ультрабазитов карбонаты иногда обогащены Cr (до 0,5 %) и Ni [178]. В карбонатных метасоматитах часто встречаются реликты ЖК и других пород месторождений.

Таким образом, на месторождениях МЖК присутствуют все «фации» осадочной железорудной формации Г. Джеймса, а именно – окисная (ЖК), силикатная, карбонатная и сульфидная. Но здесь они имеют магматическую и метасоматическую природу. Все сказанное свидетельствует о том, что при формировании МЖК мы имеем дело со сложными рудообразующими системами, эволюциониру-

щими во времени и пространстве. При благоприятных условиях они могут дать крупные скопления руд. Природа растворов в этих системах не вызывает сомнений, так как слишком уж очевидна их тесная связь с ГК.

9. МЖК постгранитной формации изучены слабо, но сам факт существования их как будто бы не вызывает сомнений. Это доказывает тем, что они секут и замещают гранитогнейсы и лейкосомы гранитных мигматитов гранитного этапа, а также ФПФ в джетымитах Киргизии [180]. Другое дело, что многие относимые сюда МЖК требуют дополнительных доказательств. Это прежде всего относится к различным бесполовошпатовым породам, якобы являющимся «базификатами», связанными с гранитной мигматизацией. Очень может быть, что эти «базификаты» представляют собой метагипербазиты.

### Заключение

Приведенные выше доказательства позволяют утверждать, что **на примере Урала проблема генезиса ГК и проблема генезиса ЖК в них в принципе решены.** Это оказалось возможным прежде всего благодаря последовательному применению историко-геологического метода, в частности изучению генотипов, реставрации истории минеральных парагенезисов и систематическому анализу большей части громадного фактического материала и гипотез по самым различным отраслям геологии той и другой проблем. Главное в этой работе было – отсортировать достоверные факты и выводы от недостоверных, а также от предположений с целью создания объективной, современной генетической модели. Автор убежден, что только на таких моделях возможна адекватная оценка состояния тех или иных проблем и правильное определение приоритетов дальнейших исследований. Необъективные же, умозрительные модели только затрудняют поиски истины.

**По проблеме генезиса ГК установлена следующая последовательность формирования в структурах эвгеосинклинального типа: I (эсколовский) цикл (натриевый) – эвгеосинклинальные отложения первичных геосинклинальных прогибов, ранний зональный метаморфизм, плагиогранитизация и плагиомигматизация в ГК, плагиограниты, МЖК, ранний диапиризм ГК; II (эсколовский) цикл (калиевый) – размыв ГК и ранних поднятий, отложения вторичных геосинклинальных прогибов (ФПФ, диабазовые дайки, другие осадки и магматиты), поздний зональный метаморфизм, K-Na гранитизация и мигматизация в ГК, граниты, МЖК, поздний диапиризм ГК, молассы, траппы. Такая последовательность устойчиво повторяется в истории Земли в структурах эвгео-**

**синклинального типа, начиная от древнейших до современных. Это, а также направленное изменение химизма магматитов от Na и K типам дает основание утверждать, что именно такая последовательность и представляет собой полный тектонический цикл. Эсколовские же малые циклы лишь в совокупности образуют полный цикл.**

Отсюда следует, что и гипотеза «древних» ядер и гипотеза «молодых» ядер ГК, несмотря на кажущуюся альтернативность, верно отражают объективную реальность. Этой реальностью являются соответственно ОГК и НГК, и никакого противоречия между этими гипотезами нет. Оно оказалось искусственным из-за ошибочного отождествления малых циклов с полными. Другими словами, **в каждой структуре эвгеосинклинального типа и ядра и обрамления ОГК и НГК закономерно возникают на протяжении одного полного цикла, формируясь в два этапа. При этом плагиогранитный этап завершает I (натриевый) малый цикл, а гранитный – II (калиевый).** Один только факт устойчивого проявления в ОГК и НГК сопряженных плагиогранитного, а затем гранитного этапов однозначно доказывает принадлежность ядер и обрамлений ГК к одному тектоническому циклу, т. к. парагенезисы плагиогранитного этапа сконцентрированы прежде всего в ядрах. Это подтверждается и тем, что ГК развиты не только в поднятиях, но и в прогибах, где наличие настоящего «сиалического фундамента» еще менее вероятно.

Генетическое единство НГК, в частности на восточном склоне Урала, доказывается также комплементарностью в их ядрах и обрамлениях ранних процессов догранитного этапа – седиментогенных (углисто-кремнистые сланцы по всему разрезу субстрата ядер и обрамлений), метаморфических (постепенные метаморфические переходы), метасоматических (процессы плагиогранитизации, затухая к периферии НГК, накладываются также и на их обрамления) и рудообразующих (МЖК в ядрах и обрамлениях). Другими словами, это единство проявляется в постепенности переходов между ядрами и обрамлениями и в отсутствии каких-либо признаков «рубикона» между ними. Более того, в каждом приведенном комплементарном ряду свойства элементов ряда закономерно изменяются от центра НГК к периферии.\* Невозможно, даже мысленно представить существование неодушевленного природного механизма, при котором древние ядра плагиогранитного этапа, как на конвейере, впрессовывались бы в чуждые им эвгеосинклинальные отложения данного цикла с сохранением указанной комплементарности, а затем по этим ядрам развивались бы процессы гранитного этапа.

\* Все сказанное о единстве НГК справедливо и для ядер ОГК.

ГК, как правило, развиваются по эвгеосинклинальным отложениям данного тектонического цикла. Однако изучение уральских ГК показало, что существует, по крайней мере, два исключения.

1. В поднятиях палеозойской эвгеосинклинали достоверно установлены слабометаморфизованные отложения нижнего ордовика – нижнего кембрия и, возможно, рифея, – более древние, чем данный цикл. Тектонический смысл их (блоки, ациклическая «постель» уралид и т. п.) неясен. В самих же ГК «сиалический фундамент» предшествующих циклов достоверно нигде не установлен. Все многочисленные примеры «полиметаморфизма», в которых указывается переработка древних гнейсов и мигматитов, ограничиваются сочетанием процессов плагиогранитного и гранитного этапов в сочетании с низкотемпературным диафорезом.

2. На западном склоне Урала рифейские ГК, местами, по видимому, из-за отклонения глубинного разлома, контролирующего их размещение, развиваются не по эвгеосинклинальному субстрату, а по прилегающим вулканогенно-терригенно-карбонатным отложениям рифейского платформенного чехла. Это обуславливает специфику состава ГК (Белорецкий, Кувашско-Шумгинский).

По проблеме генезиса ЖК в ГК установлено, что господствующая точка зрения о седиментогенной природе ЖК в них не нашла подтверждения. **Везде, где были изучены контакты, ЖК в ГК оказались метасоматическими. Генетически они связаны с процессами кислотного выщелачивания постмагматических стадий плагиогранитного и гранитного этапов, что дает основание выделять фации постплагиогранитных МЖК и постгранитных МЖК. Для МЖК характерна стратиформность, но природа ее, в том числе природа тонкой полосчатости, не седиментогенная, а тектоно-метасоматическая.**

**Особенно широко развиты ЖК постплагиогранитной фации. В ней на примере тараташского ГМК дано детальное описание генотипа апоультрабазитовых ЖК фации для двупироксеновой фации. По своей природе они близки к апоультрабазитовым железорудным магнезиальным скарнам абиссальной фации глубинности. ЖК постплагиогранитной фации установлены во всех метаморфических фациях ГК от гранулитовой по зеленосланцевую включительно (Уфалейский, Салдинский, Вишневогорско-Ильменогорский и др. ГК). МЖК формируются непосредственно вслед за образованием метасоматической зональности плагиогранитного этапа в ГК и замещают метаморфиты соответствующих фаций. При этом минеральные парагенезисы и размеры зерен в ЖК изменяются сопряженно с изменением степени метаморфизма в ГК. Это дает основание выделять температурные фации околорудной**

**метасоматической зональности ЖК и лишний раз свидетельствует о том, что ГК и ЖК образовались под влиянием одного и того же источника тепла и растворов.**

В пределах ГК и ГМК размещение ЖК постплагиогранитной формации контролируется зонами разломов, которые часто выполнены ультрабазитами, впоследствии метаморфизованными. ЖК развиваются главным образом по таким метаультрабазитам. При этом образуется метасоматическая зональность, состоящая обычно из пяти зон (от периферии): 1 – магнезиальные метаультрабазиты; 2 – железистые безмагнетитовые метаультрабазиты; 3 – железистые магнетитовые (гематитовые) метаультрабазиты; 4 – ЖК; 5 – безрудные кварциты. Характерной чертой зональности является постепенное увеличение железистости зон и железо-магнезиальных силикатов в них от периферии к центру метасоматической колонки и сопряжено уменьшение содержаний Cr, Ni, Co. Реже ЖК замещают metabазиты и другие метаморфиты. Руды и околорудные породы формации подвергаются метаморфизму, гранитизации и мигматизации гранитного этапа.

На примере ГК и связанных с ними МЖК, количество которых уменьшается от докембрия к фанерозою, хорошо видна необратимость геологического развития Земли. Это является следствием уменьшения масштабов гранитного магматизма во времени.

**Установление природы и условий формирования МЖК имеет не только научное, но и большое практическое значение, т. к. без этого невозможно рациональное направление поисково-разведочных работ. Главнейшей геологической предпосылкой для поисков месторождений такого типа является наличие ГК и ГМК, особенно докембрийских, развившихся по офиолитовому субстрату. Для обнаружения крупных месторождений благоприятны большие мощности метаультрабазитовых тел, ассоциирующих с ЖК.**

Для рационального поиска МЖК и других полезных ископаемых ГК необходимо знание генезиса как самих полезных ископаемых, так и ГК. Главная ценность приведенной выше генетической модели становления ГК и их минерации состоит в том, что **такие модели в силу своей объективности являются мощным (и по существу единственным) надежным инструментом при дальнейших углубленных исследованиях по той или другой проблеме для проникновения в сущность геологических процессов и выявления недостающих звеньев геологической истории ГК и их месторождений. Непременным условием успеха на этом пути является использование подобных моделей в качестве рабочей гипотезы, которая должна совершенствоваться путем целенаправленных поисков и изучения фактов, особенно тех, которые ей противоречат.** Разум-

**ной альтернативы такой методологии выяснения истины нет.**

Другим важнейшим условием успеха научных исследований является их организация. Она в настоящее время крайне неудовлетворительная [177, 178]. **Вместо теперешних «экологических ниш», когда в течение многих десятилетий сосуществуют, не соприкасаясь, самые различные точки зрения на генезис ГК и ЖК, по каждой проблеме нужны авторитетные научные советы, в которых были бы обязательно представлены сторонники различных точек зрения.** К сожалению, ни по той, ни по другой проблеме таких советов нет, а в науке господствуют умозрительные точки зрения, основанные на предположениях, которые давно уже вошли в противоречие с фактами. **По расчетам автора, годовая экономия по стране от внедрения предполагаемой им методологии геологических исследований, поисковых и съемочных работ в ГК составляет 30 млн. рублей.** Эти деньги теряются ежегодно. Но это только прямые экономические потери. **А кто оценит потери науки и общества вследствие безвозвратного исчезновения громадного генетического фактического материала, получаемого ежегодно при съемочных, поисково-разведочных и научно-исследовательских работах,** из-за того, что на этот материал многие геологи смотрят сквозь негодные методологические очки? По этой причине не меньший урон несет общество в подготовке специалистов.

Среди дальнейших исследований по проблеме генезиса ГК первоочередным представляется продолжение детального изучения генотипов ГК и полезных ископаемых в них. И там и там должны быть изучены: 1 – ГК с хорошо проявленным плагиогранитным и слабо проявленным гранитным этапами с целью изучения метаморфической зональности и процессов плагиогранитного этапа в чистом виде. Наиболее благоприятны Салдинский ГК и, по-видимому, Хобеинский (западный склон); 2 – ГК со слабо проявленным плагиогранитным и сильно проявленным гранитным этапами с целью изучения метаморфической зональности и процессов гранитного этапа в чистом виде, особенно в отложениях II малого цикла. Благоприятны ГК – Варламовский и Белорецкий (западный склон).

В каждом из этих ГК должны быть выяснены:

– история минеральных парагенезисов, их минералогия, геохимия и другие особенности;

– геологический и радиологический возраст субстрата и важнейших процессов, а также причины расхождений между ними. **Давно настало время переходить к комплексному геолого-радиологическому изучению истории минеральных парагенезисов в ГК. Это даст мощный качественный скачок в развитии прежде всего радиологии, так как главный фактор ее развития – разре-**

шение противоречий. Они до сих пор серьезно не анализировались. Более того – их боялись. Совершенно очевидно, что сложнейшую историю ГК невозможно выяснить одними радиологическими методами. Погоня за «древними цифрами» в отрыве от геологических методов определения возраста, как это сейчас нередко делается, не решает проблему возраста ГК, а только запутывает ее. Приходится только сожалеть, что исключительно благоприятная возможность, существовавшая на Урале для разрешения указанных противоречий в 1970-90 годах, так и не была использована, в угоду слепой догматической вере в «древние цифры»;

– особенности изменения свойств и химизма важнейших генераций минералов ранней и поздней метаморфической зональности в ГК.

Особое внимание должно быть уделено выяснению особенностей, времени образования и генезису таких генераций одноименных минералов, как гранат, кианит, роговая обманка, силлиманит, биотит, ставролит. Для первых двух минералов на Урале установлено по три генерации, для остальных – по две [92, 173, 178, 248].

Из других первоочередных вопросов геологии и генезиса ГК Урала отметим четыре.

1. Углубленное исследование разновидностей пород, руд и минералов в ФПФ западного (хобеинская, указарская, мазаринская, няровейская и др. свиты) и восточного (кабанская, медведевская, балаталдыкская и др. свиты) склонов, развитой вблизи ГК. Цель – получить надежные доказательства о породах и минералах плагиогранитного этапа. Особое внимание нужно уделить поискам пород, богатых калиевым полевым шпатом, – гранитов, сиенитов, калиевых липаритов – и выяснению природы этого минерала (он может быть вторичным).

2. Сравнительное геологическое, петрографическое, геохимическое и радиологическое изучение метаморфитов селянкинской толщи и окружающей ее ильменогорской свиты в Вишневогорско-Ильменогорском ГК с целью выяснить, является ли селянкинская толща «сиалическим фундаментом» или она входит в состав уралид. Особое внимание необходимо уделить границам толщ, которые почти не изучены.

3. Изучение ареалов развития гранулитовой фации в Вишневогорско-Ильменогорском ГК, их границ с метаморфитами амфиболитовой фации прогрессивного этапа, истории минеральных парагенезисов, их геологического и радиологического возраста, а также отличий амфиболитов прогрессивного этапа метаморфизма от диафторических апогранулитовых амфиболитов.

4. Выяснение формационной принадлежности и тектонического

смысла слабометаморфизованных отложений доуралид кембрийско-рифейского (?) возраста, установленных в Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях; их взаимоотношений с уралитами.

По проблеме генезиса ЖК необходимо следующее:

1. Для каждой температурной фации ГК должны быть изучены генотипы, как это сделано для ЖК тараташского комплекса;

2. Детальное изучение галек ЖК в ФПФ западного и восточного склонов Урала;

3. Вскрытие и изучение контактов афанитовых гондитов с вмещающими породами на Генеральском или Нижне-Салдинском месторождениях;

4. Дальнейшее изучение истории минеральных парагенезисов и контактов руд с вмещающими породами на Кургановском и Ново-Сидельниковском месторождениях родонита.

#### Литература

1. **Абдулин А. А.** Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.

2. **Аблизин Б.Д., Курбацкая Ф.А.** О вендских конгломератах западного склона Среднего и Южного Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии. Вып. 123. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 21-23.

3. **Афанасов М.Н.** Неоднократно активизированные гранитоидные массивы Юго-Восточного Забайкалья // Геол. и геофиз. 1980. № 2. С. 37-45.

4. **Баранов В.В., Пелевин И.А.** Отчет: Основные черты истории тектонического развития Урала в позднем докембрии. ИГГ Уро РАН, Свердловск, 1976. 257 с.

5. **Башарин А.К.** Конгломераты и молассоидные формации в глубоком докембрии // Орогенез в развитии истории земной коры. Новосибирск: Наука, 1976. С. 9-23.

6. **Белевцев Р.Я.** Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1982. 149 с.

7. **Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я.** Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Киев: Наукова думка, 1981. 48 с.

8. **Белковский А.И., Локтина И.Н.** Родонит-спессартиновые скарны Уфалейского метаморфического комплекса // Ежегодник – 1976, ИГГ, Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 50-52.

9. **Белоусов В.В.** Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.

10. **Бельков И.В., Предовский А.А.** Раннедокембрийское терригенное осадконакопление Северо-Востока Балтийского щита // Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 54-63.

11. **Белякова Л.Т.** Новые данные по стратиграфии докембрия Приполярного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2. С. 106-115.
12. **Беммелен-Ван Р.В.** Геология Индонезии. М.: Иностран. лит., 1957. 394 с.
13. **Бергер В.И., Мамонов С.В.** Региональный зональный метаморфизм терригенного комплекса Верхоянско-Колымской складчатой системы // Тр. Всес. науч.-иссл. геол. ин-та. 1982. Вып. 238. С. 76-86.
14. **Бердюгин Ю.П., Силина Е.Н.** Обломки интрузивных пород в верхнепалеозойских терригенных образованиях восточного склона Южного Урала и Мугоджар // Петрография пород восточного склона Южного Урала и Мугоджар. Свердловск, 1976. С. 72-91.
15. **Бирюков В.М.** О метаморфогенно-метасоматической зональности в гнейсово-мигматитовых комплексах Мугоджар // Проблемы осадочной геологии докембрия. № 10. М.: Наука, 1984. С. 147-156.
16. **Блюман Б.А., Жданов В.В.** О природе метаморфической зональности // Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983. С. 64-73.
17. **Болтыров В.Б., Вализер П.М.** Мигматиты Адамовского метаморфического комплекса // Тр. Свердл. горн. ин-та. Вып. 108. Свердловск, 1974. С. 37-41.
18. **Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.А.** Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Тр. Свердл. горн. ин-та. Вып. 91. Свердловск, 1973. С. 53-66.
19. **Бузинов И.П., Другова Г.М.** Конгломераты в архее Тункинских гольцов // Тр. Лаб. геол. докембрия. Вып. 9. Л., 1960. С. 374-385.
20. **Булгатов А.Н.** Рифейская орогенная система Забайкалья // Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск: Наука, 1986. С. 68-84.
21. **Бутин В.В.** Геология и условия формирования гнейсово-амфиболитового комплекса южной части Харбейского антиклинория. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1973. 31 с.
22. **Виноградов А.Н., Свириденко Л.П.** Раннедокембрийские конгломераты Балтийского щита как индикаторы исходного состава первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 43-50.
23. **Вулканогенные** железисто-кремнистые формации Карелии / В.М. Чернов, К.А. Инина и др. Петрозаводск: Карелия, 1970. 385 с.
24. **Вулканогенные** комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала / Б.А. Голдин, М.В. Фишман и др. Л.: Наука, 1983. 211 с.
25. **Высокоградиентные** режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.

26. **Гапошина Е.В., Дворкина Б.Д.** Петрографическая эволюция вулканизма зеленокаменных поясов архея // Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С. 80-140.
27. **Гарань М.И.** Докембрий и кембрий Урала // Тр. МГК. 21 сес. Пр. 8. М.: Наука, 1960. С. 43-54.
28. **Гарань М.И.** Верхний докембрий. Эокембрий (венд) – нижний кембрий // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1969. С. 70-132.
29. **Гаррис М.А.** Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 259 с.
30. **Гауэр К.Э.** Новые данные о нижнем кембрии в бассейне р. Уя на восточном склоне Южного Урала // Стратиграфия нижнего палеозоя и верхнего докембрия Урала. Свердловск, 1970. С. 15-32.
31. **Гауэр К.Э.** Уйско-Санарский выступ верхнего докембрия на восточном склоне Урала // Стратиграфия и литология нижнего палеозоя и докембрия Урала. Свердловск, 1970. С. 20-31.
32. **Геологическая** карта Урала. М-б 1: 50 000, листы 41-74-А и В, 41-86-А, 41-85-Б и Г / Р.Н. Шагина, А.И. Батанин и др. Отчет Чесменского ГСО. Челябинск, 1965. Фонды ПГО «Уралгеология». 328 с.
33. **Геологическая** карта Урала. М-б 1: 50 000, листы 41-37- В и Г / В.Ф. Турбанов, Ю.Д. Панков и др. Отчет о работах Кундравинского ГСО. Челябинск, 1966. Фонды ПГО «Уралгеология». 374 с.
34. **Геологическая** карта Урала. М-б 1: 50 000, листы 41-49- А и Б / В.Ф. Турбанов, Ю.Д. Панков и др. Отчет Булатовского ГСО. Челябинск, 1970. Фонды ПГО «Уралгеология». 363 с.
35. **Геологическое** развитие и металлогения Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт. М.: Недра, 1981. 256.
36. **Геологическое** развитие Японских островов М.: Мир, 1968. 712 с.
37. **Геологическое** строение средней части Ильменогорского комплекса / А.Г. Баженов, В.М. Басов и др. Миасс, 1965. Фонды Ильменского гос. заповедника. 460 с.
38. **Геология** железисто-кремнистых формаций Украины / Н.П. Семенов, Н.И. Половко и др. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. 687 с.
39. **Геология** и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972. 387 с.
40. **Геология** и генезис докембрийских железисто-кремнистых формаций европейской части Урала / Ю.Д. Панков, Г.А. Глушкова, Г.А. Кейльман и др. Отчет по теме ГКНТ СССР за 1980-85 гг. Свердловск, 1986. Фонды ИГГ Уро РАН. 302 с.
41. **Геология** и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова и др. М.: Наука, 1978. 262 с.

42. **Геология СССР**. Т. 12. Ч. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1969. 723 с.
43. **Геология СССР**. Т. 12. Ч. 1. Кн. 2. М.: Недра, 1969. 304 с.
44. **Геохронология СССР**. Т. 1. Л.: Недра, 1973. 350 с.
45. **Герлинг Э.К., Пушкарев Ю.Д.** Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1965. № 11. С. 3-13.
46. **Глебовицкий В.А., Другова Г.М.** Зональные комплексы докембрия и фанерозоя // **Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы**. М.: Наука, 1983. С. 37-44.
47. **Глуховский М.З., Павловский Е.В.** К проблеме ранних стадий развития Земли // **Геотектоника**. 1973. № 2. С. 3-7.
48. **Глуховский М.З., Павловский Е.В.** Кольцевые структуры и гранито-гнейсовые купола // **Тектоника и некоторые проблемы геологии раннего докембрия**. М., 1984. С. 19-21.
49. **Глушкова Г.А.** К петрологии Мариинского гнейсового комплекса // **Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала**. Т. 5. Свердловск, 1969. С. 31-34.
50. **Гнибиденко Г.С.** Роль метаморфических комплексов в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса // **Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану**. М.: Наука, 1968. С. 58-91.
51. **Головенко В.К., Шалек Е.А.** Железисто-кремнистые образования докембрия Карело-Кольского региона, Украины и Южного Урала. Отчет по теме 63. Т. 1. Кн. 1. Л., 1976. Фонды ПГО «Уралгеология». 357 с.
52. **Голубков Г.В.** Выступление на пленарном заседании II Уральского петрографического совещания // **Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала**. Т. 5. Свердловск, 1969. С. 290-292.
53. **Горлов Н.В.** Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия // **Изв. АН СССР. Сер. геол.** 1972. № 12. С. 61-76.
54. **Горошников Б.И.** Новые данные о составе пород в окатанных образованиях аркозового горизонта Кривого Рога // **Докл. АН СССР**. 1956. Т. 107. № 6. С. 875-876.
55. **Гранито-гнейсовые купола**. Иркутск, 1983. 186 с.
56. **Гранулитовая фация метаморфизма** / Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1972. 256 с.
57. **Грачев А.Ф., Федоровский В.С.** Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // **Геотектоника**, 1980. № 5. С. 3-24.
58. **Грачев В.А., Кейльман Г.А.** О минеральных ассоциациях гранулитовой фации в гранито-гнейсах Урала // **Докл. АН СССР**. 1967. Т. 177. № 6. С. 1438-1441.

59. **Гусельников В.Н.** Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М.: Наука, 1972. 226 с.

60. **Дементьев П.К., Модников И.С.** Геотектоническое положение докембрийских толщ, вмещающих металлоносные конгломераты, и их связь с формацией железистых кварцитов // **Проблемы осадочной геологии докембрия**. Вып. 4. Кн. 2. М.: Наука, 1975. С. 288-292.

61. **Добрецов Н.Л.** **Метаморфизм мезозойских и кайнозойских складчатых областей** // **Тр. Ин-та геологии и геофизики**. Вып. 365. Новосибирск: Наука, 1977. С. 211-221.

62. **Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А.** **Метаморфические комплексы и пояса Урала** // **Метаморфические пояса СССР**. Л.: Наука, 1971. С. 222-227.

63. **Добрецова Т.Г., Титов В.К.** **Строение и этапы формирования Кировградско-Новоукраинского гнейсо-гранитного массива (Украина)** // **Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы**. Киев, 1979. С. 22-24.

64. **Доброхотов М.Н.** **Геология докембрия Курской магнитной аномалии** // **Сов. Геол.** 1961. № 11. С. 37-54.

65. **Доброхотов М.Н.** До питания про стратиграфию раннего докембрия Среднеого Придніпров'я // **Геол. журн.** 1964. Т. 25. № 2. С. 89-93.

66. **Доброхотов М.Н., Щербак Н.П.** **Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита** // **Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР**. Л.: Наука, 1979. С. 64-72.

67. **Додатко А.Д., Кухарева Н.И.** **Метаморфизованная кора выветривания на амфиболитах криворожской серии** // **Литология и осадочная геология докембрия**. М., 1973. С. 44-45.

68. **Докембрий в фанерозойских складчатых поясах**. Л.: Наука, 1982. 232 с.

69. **Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена**. М.: Мир, 1968. 383 с.

70. **Докембрий континентов. Австралия, Африка**. Новосибирск: Наука, 1976. 217 с.

71. **Докембрий континентов. Северная и Южная Америка**. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.

72. **Докембрий Скандинавии**. М.: Мир, 1967. 268 с.

73. **Докембрийские железорудные формации мира**. М.: Мир, 1975. 369 с.

74. **Дунаев В.А., Краснобаев А.А.** **Об абсолютном возрасте пород Ильменских гор** // **Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород**. Свердловск, 1971. С. 148-157.

75. **Дымкин А.М., Панков Ю.Д.** Магнезиальные скарны и метасоматические железистые кварциты // Ежегодник-1980 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 116-118.
76. **Дюфур М.С., Попова В.А.** Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. 127 с.
77. **Жуков Г.В., Глевасский Е.Б.** Терригенная формация Приазовского кристаллического массива // Геол. журнал. 1968. Т. 28. Вып. 6. С. 100-101.
78. **Заварицкий А.Н.** Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. № 3. С. 36-111.
79. **Заварицкий А.Н.** Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей // Избр. Тр. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 5-307.
80. **Зайцев Ю.С.** Типовой разрез дорифейского складчатого фундамента восточной части Воронежского кристаллического массива // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 101-106.
81. **Иванов С.Н.** О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1969. С. 15-29.
82. **Иванов С.Н., Иванов К.С.** Палеовулканические исследования на Южном Урале // Геотектоника. 1986. № 6. С. 97-100.
83. **Иващенко Р.У., Казакова Э.Н.** Плагиограниты, риолиты и субаркозы полуострова Камчатский Мыс // Тихоокеанская геол. 1986. № 4. С. 80-87.
84. **Ильина З.И.** Купольные структуры Центральной Карелии // Сов. геология. 1976. № 5. С. 133-138.
85. **Казак А.П.** Метаморфическая зональность пород антиклинория Урал-Тау на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 5. Свердловск, 1969. С. 77-81.
86. **Казаков А.Н.** Псевдоконгломераты мамского комплекса // Тр. Лаб. геол. докембрия. Вып. 9. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 336-356.
87. **Казаченко В.Т.** Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 159 с.
88. **Калинин Е.П., Пучков В.Н.** Анализ сложно построенного гранито-гнейсового комплекса // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск, 1978. С. 72-83.
89. **Каляев Г.И., Глевасский Е.Б.** Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наукова думка, 1984. 239 с.
90. **Каретин Ю.С.** Раннегеосинклинальный вулканизм и геодинамика палеозойской эвгеосинклинали Урала // Палеовулканические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск, 1985. С. 51-62.
91. **Кашинцев Г.Л., Жданов В.В.** Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28-38.
92. **Кейльман Г.А.** Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 198 с.
93. **Кейльман Г.А., Глушкова Г.А.** Геология и генезис железорудных месторождений Урала // Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 49-52.
94. **Келлер Б.М., Кратц К.О.** Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 127-146.
95. **Князев Г.И., Решитько В.А., Федоровская Л.И.** О генезисе железистых кварцитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 12. С. 33-46.
96. **Кобзарь В.Н.** Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1981. 104 с.
97. **Козлов В.И.** Стратиграфическое положение и состав конгломератов в мазаринской и укшук-арвякской свитах северной части Башкирского Уралтау // Тр. Ин-та геологии и геохимии. Вып. 123. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 4-13.
98. **Комаров А.Н., Вербицкий В.Н.** Новый генетический тип куполов в докембрии Украинского щита // Геол. журн. 1986. Т. 46. № 4. С. 106-112.
99. **Конди К.** Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 388 с.
100. **Коржинский Д.С.** Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 335-456.
101. **Кориковский С.П.** Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удоканско-Становской зоны. М.: Наука, 1967. 296 с.
102. **Коротеев В.А., Дианова Т.В.** Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
103. **Корреляционные** стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980. 122 с.
104. **Коссовская А.Г., Симанович И.М.** Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического суб-



страта. М.: Наука, 1981. С. 5-16.

105. **Краснобаев А.А.** Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.

106. **Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л. и др.** О возрасте и природе субстрата гнейсов сысертско-ильменогорского комплекса // Ежегодник-1977 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1978. С. 3-6.

107. **Краснобаев А.А., Фоминых В.Г.** О возрасте габбро-норитов Копанско-Кусинской интрузии // Ежегодник-1971 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1972. С. 5-6.

108. **Краснова В.А.** К вопросу о возрасте гранитоидов Суундукского массива // Учен. зап. Саратовск. ун-та. Т. 67. Саратов, 1961. С. 163-166.

109. **Кратц К.О.** Геология карелид Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 209 с.

110. **Кривенко В.А., Пинаева Т.А.** Геология и петрология раннего докембрия Кодаро-Удоканского района. Новосибирск: Наука, 1987. 135 с.

111. **Кузнецов Е.А., Литвинович Н.В.** Геологическое пересечение Урала. Пашия –Алапаевск // Тр. Моск. геол.-разв. ин-та. Т. 13. М.-Л.: ГОНТИ НКТП СССР. 1939. С. 117-261.

112. **Кузьмин В.К.** Петрология метаморфических комплексов Камчатского массива. Автореф. дисс. ...канд. геол.-мин. наук. Л., 1983. Фонды ВСЕГЕИ. 23 с.

113. **Куклей Л.Н., Шевченко И.Л.** Гранито-гнейсовые купола – основа докембрийской структуры Ляпинского антиклинория Приполярного Урала // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: Ин-т физики Земли, 1985. С. 121-128.

114. **Кулаковский А.Л.** Платиноиды в породах и рудах скарново-магнетитового Таежного месторождения (Центр. Алдан) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 1. С. 129-133.

115. **Кулиш Е.А.** Нижняя терригенная формация Алданского комплекса (нижний архей) // Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты. 1977. С. 64-65.

116. **Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.Н.** О природе вулканотектонической структуры Хангар // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1976. № 7. С. 35-46.

117. **Кушинов Н.В.** Новое о тектоническом строении Белозерского железурудного района // Геол. журн. 1981. Т. 41. Вып. 6. С. 112-117.

118. **Лебедев М.Н., Бондаренко В.Н.** К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки // Сов. геология. 1962. № 11. С. 98-105.

119. **Левин В.Я.** Щелочная провинция Ильменских – Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 222 с.

120. **Левин В.Я., Коротеев В.А.** О возрасте регионального метаморфизма пород Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1969 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1970. С. 54-55.

121. **Левин В.Я., Левина И.А.** К вопросу о выделении на Урале позднепалеозойской сиалической субформации плагиогранитов // Ежегодник-1972 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 86-88.

122. **Лейтес А.М., Федоровский В.С.** Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. С. 109-169.

123. **Леликов Е.П.** Метаморфические комплексы трога Окинава (Восточно-Китайское море) // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 131-137.

124. **Ленных И.В.** Кислые и средние интрузивные комплексы Южного Урала и их металлогения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 8. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 82-95.

125. **Ленных В.И.** Об удревнении калий-аргонового возраста основных пород в тараташском комплексе и зоне Зюраткульского разлома // Ежегодник-1972 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 97-99.

126. **Ленных В.И.** Метаморфические комплексы западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980. С. 3-40.

127. **Ленных В.И., Рассказова А.Д., Петров В.И.** Гранулитовые ассоциации Урала // Новые и малоизученные минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 74-75.

128. **Летников Ф.А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 213 с.

129. **Литвиновский Б.А.** Граниты и мантия // Геол. и геофизика. 1983. С. 74-81.

130. **Лобач-Жученко С.Б.** Плагиограниты раннего докембрия // Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979. С. 140-161.

131. **Лукошков В.Н.** Гондиты Урала. Свердловск, 1983. 63 с.

132. **Лунева В.И.** Состав и источники обломочного материала конгломератов из метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова // Сов. геология. 1968. № 12. С. 68-88.

133. **Лунц А.Я.** Железисто-кварцевые метасоматиты кристаллического фундамента Латвии // Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига: Изд-во Зинатне, 1973. С. 9-22.

134. **Лутц Б.Г.** Магматизм подвижных поясов ранней Земли М.: Наука, 1985. 216 с.
135. **Лучицкий И.Л.** О кислых магматических породах океанов // Геотектоника. 1973. № 5. С. 22-34.
136. **Львов Б.К.** Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
137. **Львов К.А.** Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала // Тр. НИИГА. Т. 105. Вып. 11. Л., 1959. С. 51-73.
138. **Макарычев Г.И.** Проблемы становления «гранитного» слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1974. № 5. С. 3-18.
139. **Мальков Б.А., Силин Ю.И.** Радиологические доказательства ксеногенности «порфировых вкрапленников» оливина, пиропы и хромдиопсида в кимберлитах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 4. С. 927-929.
140. **Мамаев Н.Ф.** Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М.: Наука, 1967. 142 с.
141. **Маракушев А.А.** Проблемы фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
142. **Маракушев А.А.** Петрогенез и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
143. **Маракушев А.А., Мишкин М.А.** Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
144. **Марков М.С.** Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг // Тр. Геол. ин-та. Вып. 268. М.: Наука, 1975. 232 с.
145. **Метаморфическая** зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983. 108 с.
146. **Метасоматические** железистые кварциты / Ред. Ю.Д. Панков, В.М. Нечеухин. Свердловск, 1979. 122 с.
147. **Миширо А.** Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 532 с.
148. **Милай О.Г.** Кристалічні та метаморфічні породи і пов'язані з ними родовища залізних руд гори Корсак-Могила // Журн. геол.-геогр. циклу. 1933. № 2 (6). С. 91-100.
149. **Милицина В.С.** Некоторые криноидеи из мраморов и известняков нижнего и среднего девона Южного и Среднего Урала // Материалы по палеонтологии Урала. Свердловск, 1970. С. 96-103.
150. **Мирская Д.Д.** О стратотипическом разрезе раннего докембрия на Кольском полуострове // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 42-46 с.

151. **Митрофанов Ф.П., Козаков И.К.** Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
152. **Михайлов Д.А.** Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия. Л.: Наука, 1983. 165 с.
153. **Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф.** Домебрийские орогенные образования Востока Сибирской платформы // Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск: Наука, 1976. С. 55-67.
154. **Молдаванцев Ю.Е.** Метаморфический пояс Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1963. С. 219-222.
155. **Моралев В.М., Перфильев Ю.С.** К геологии докембрия Южной Индии // Сов. геология. 1972. № 6. С. 98-107.
156. **Накви С.М.** Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии Дхарварских образований // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 295-304.
157. **Наковник Н.И.** Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1968. 334 с.
158. **Неелов А.Н.** Нижнепротерозойские конгломераты среднего течения р. Мамы // Тр. Лаб. геол. докембрия. Вып. 2. Л., 1960. С. 357-373.
159. **Новикова А.С.** Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы // Тр. Геол. ин-та. Вып. 265. М.: Наука, 1975. 150 с.
160. **Новикова А.С.** Положение трондъемит-тоналитовых куполов в разрезе земной коры Пилбарского щита (Зап. Австралия) // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 113-128.
161. **Овчинников Л.Н., Дунаев В.А.** Израндит – древнейшая горная порода Урала // Тр. 14 сес. комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Наука, 1967. С. 16-18.
162. **Огородников В.Н.** Метаморфизм пород Джабык-Карагайского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов Урала. Вып. 8. Свердловск, 1980. С. 110-116.
163. **Остапенко В.Ф., Нарыжный В.И.** О плагиогранитах, впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. С. 687-690.
164. **Отчет** о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000. Листы N-41-50-А, В и Г / В.П. Костарев, А.И. Батанин и др. Челябинск, 1972. Фонды ПГО «Уралгеология». 327 с.
165. **Отчет** Кумлякского ГСО о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000. Листы N-41-49-В и Г, N-41-61-Б / В.Ф. Турбанов, Ю.Д. Панков и др. Челябинск, 1972. Фонды ПГО «Уралгеология». 297 с.

166. **Отчет** Тараташского ГСО о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000. Листы N-40-12-Г, N-40-24-А, Б, В, Г / В.И. Петров, Ю.Д. Панков и др. Челябинск, 1975. Фонды ПГО «Уралгеология». 328 с.

167. **Отчет** Ильменогорского ГСО о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 в Каслинском и Аргаяшском районах Челябинской области / В.Н. Юрецкий, В.И. Петров и др. Т. 1. Кн. 2. Челябинск, 1982. Фонды ПГО «Уралгеология». 606 с.

168. **Охотников В.Н.** Гранитоиды и рудообразование. Л.: Наука, 1985. 185 с.

169. **Павлов Ю.П.** Зональный метаморфизм нижнеордовикских формаций юго-восточной части Восточных Мугоджар // Ежегодник-1985 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 76-79

170. **Павловский Е.В.** Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 6. С. 23-48.

171. **Павловский Е.В., Колотухина С.Е.** Роль гранитов в формировании земной коры в раннем докембрии (на примере Канады и Гренландии) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 9. С. 5-16.

172. **Павловский Е.В., Фролова Н.В.** Органические остатки в метаморфических комплексах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С. 15-29.

173. **Панков Ю.Д.** Ильменогорский метаморфический комплекс // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск, 1971. С. 61-130.

174. **Панков Ю.Д.** О выделении мигматит-плагиогранитовой субформации на Южном Урале // Геология месторождений полезных ископаемых Урала и новые методы их изучения. Свердловск, 1974. С. 35-36.

175. **Панков Ю.Д.** О роли плагиогранитизации в формировании зональных метаморфических комплексов бароуского типа // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214. № 3. С. 651-653.

176. **Панков Ю.Д.** О возможной причине удревнения абсолютно-го возраста субстрата мигматитовых комплексов по сравнению с геологическими данными // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Т. 2. Свердловск, 1981. С. 145-147.

177. **Панков Ю.Д.** Проблема генезиса железистых кварцитов // Геол. рудн. месторождений. 1984. № 4. С. 54-64.

178. **Панков Ю.Д.** Формация метасоматических железистых кварцитов. М.: Наука, 1984. 200 с.

179. **Панков Ю.Д.** Формация плагиогранитных флишоидов в тектоно-магматическом цикле структур эвгеосинклинального типа // Ежегодник-1985 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 13-15.

180. **Панков Ю.Д.** Геология и генезис железистых кварцитов Джетымского железорудного бассейна Тянь-Шаня // Ежегодник-1986 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 116-118.

181. **Панков Ю.Д., Варлаков А.С.** Минерагения гнейсово-мигматитовых комплексов Урала // Рудоносные и рудные формации Урала. Свердловск, 1988. С. 30-38.

182. **Панков Ю.Д., Кейльман Г.А., Глушкова Г.А.** Железистые кварциты тараташского и уфалейского мигматитовых комплексов Урала. Свердловск, 1983. 56 с.

183. **Панков Ю.Д., Лукошков В.Н.** Геология и генезис железистых кварцитов Западно-Иткульского месторождения // Ежегодник-1981 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 109-110.

184. **Панков Ю.Д., Лукошков В.Н.** Контактные взаимоотношения железистых кварцитов с плагиомигматитами на Теплогорском месторождении Урала // Ежегодник-1982 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 132-134.

185. **Панков Ю.Д., Нечухин В.М.** О роли метасоматоза в формировании магнетитовых кварцитов Курско-Бесединского района КМА // Ежегодник-1983 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 115-117.

186. **Панков Ю.Д., Рапопорт М.С., Самаркин Г.И.** Девонская тоналит-плагиогранитовая формация Восточно-Уральского поднятия // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 2. С. 428-430.

187. **Панков Ю.Д., Турбанов В.Ф.** Новые данные о геологии и генезисе Ларинского гнейсового купола на Урале // Ежегодник-1984 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 30-32.

188. **Панков Ю.Д., Турбанов В.Ф.** О генезисе гнейсовых куполов в гранит-зеленокаменных областях и эвгеосинклиналях // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 2. С. 429-432.

189. **Петренко А.А.** Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1949. Т. 24 (1). С. 3-37.

190. **Петров Б.М.** Некоторые вопросы химизма позднеархейской коры выветривания Курской магнитной аномалии // Проблемы осадочной геологии докембрия. № 9. М., 1984. С. 170-180.

191. **Петрография** обломочных пород восточного склона Урала и Мугоджар. Свердловск, 1976. 110 с.
192. **Плаксенко Н.А., Извеков Э.П.** Докембрийские метаконгломераты Курской магнитной аномалии // Изв. АН СССР Сер. геол. 1971. № 8. С. 28-39.
193. **Подсосова Л.Л., Митюшева В.С.** Магматизм и металлогения Полярного, Приполярного и Северного Зауралья // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1969. С. 282-292.
194. **Подсосова Л.Л., Пономарев В.А.** Докембрий севера Урала // Тр. ЗапСибНИГРИ. Вып. 168. Тюмень, 1981. С. 5-13.
195. **Полищук В.Д.** Основные черты геологического строения и истории геологического формирования докембрия КМА // Тр. меж-обл. совещ. по геологии и полезн. ископаемым ЦЧО. Воронеж, 1964. С. 41-52.
196. **Полканов А.А.** Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. Ч. 1. 564 с.
197. **Полканов А.А., Герлинг Э.К.** Применение K/Ar и Rb/Sr методов для определения возраста докембрия Балтийского щита // Тр. лаб. геол. докембрия. Вып. 9. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 7-47.
198. **Потанин С.Д.** Гнейсовые купола восточного склона Урала // Сов. геология. 1980. № 1. С. 76-84.
199. **Проблемы** геологии раннего докембрия / С.Б. Лобач-Жученко, Н.В. Горлов. Л.: Наука, 1977. 207 с.
200. **Пронин А.А.** Докембрий восточного склона Среднего Урала // Тр. Горно-геол. ин-та. Вып. 51. Свердловск: УФАН СССР, 1960. С. 3-14.
201. **Пуртов К.К., Ятлук Г.М.** Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 60 с.
202. **Пучков В.Н.** Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 202 с.
203. **Пучков В.Н., Карстен Л.А.** Раннепротерозойские метаморфические комплексы Приполярного Урала // Ежегодник-1985 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 25-27.
204. **Пучков В.Н., Раабен М.Е.** Байкальская моласса на севере Урала // Докл. АН СССР. 1972. Т. 254. № 3. С. 689-692.
205. **Пыстин А.М.** Сравнительная характеристика хобейнского, неркауского и хордуского метаморфических комплексов Приполярного и Полярного Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 50-59.
206. **Равич М. Г., Соловьев Д.С.** Геология и петрология цен-

тральной части гор Земли Королевы Мод. Л.: Недра, 1966. 290 с.

207. **Ранняя** история Земли / Б.Ф. Уиндли, А. Гликсон. М.: Мир, 1980. 266 с.

208. **Романов Б.М.** К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 6. М., 1958. С. 13-34.

209. **Роненсон Б.М., Рождественская В.А.** Формация метасоматитов Вороньих тундр // Геология метаморфических комплексов Урала. № 6. Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1977. С. 28-33.

210. **Ротару З.М.** Метаморфизм белорецкого комплекса // Магматизм и метаморфизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984. С. 57-66.

211. **Рошкован Г.Р., Моралев В.М.** Австралийская платформа в архее // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1978. № 2. С. 6-14.

212. **Румянцева Н.А., Смирнов Ю.Д.** Формационный анализ магматических образований западного склона Урала // Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972. С. 9-19.

213. **Рутген М.Г.** Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.

214. **Салоп Л.И.** Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.

215. **Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я.** Каледонская плагиогранитная формация Южного Урала // Изв. АН СССР Сер. геол. 1973. № 4. С. 54-65.

216. **Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я.** Состав гранитоидных галек из верхнедевонских и нижнекаменноугольных конгломератов восточного склона Урала // Петрография обломочных пород восточного склона Урала и Мугоджар. Свердловск, 1976. С. 33-41.

217. **Сводный** отчет Ильменогорского ГСО о геолого-разведочных работах масштаба 1: 10 000 / В.Я. Левин, Ю.Д. Панков и др. Миасс, 1964. Фонды ПГО «Уралгеология». 318 с.

218. **Семененко Н.П.** Метаморфизм подвижных зон. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 298 с.

219. **Сергиевский В.М., Молдаванцев Ю.Е.** Уральская складчатая система // Геологическое строение СССР. Т. 3. М.: Недра, 1968. С. 403-427.

220. **Силантьев С.А.** Метаморфизм пород океанической коры // Минеральные преобразования океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 120-126.

221. **Синица С.М.** Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.

222. **Сиротин К.М., Задумина М.М.** Гранитоиды Восточного склона Южного Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения

Урала. Т. 3. Свердловск, 1963. С. 55-69.

223. **Смирнов Г.А., Мухина В.П.** История Урала в среднем палеозое по данным палеогеографических исследований // Тр. 2-го Уральск. петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск, 1969. С. 205-214.

224. **Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.** О возрасте гранитных интрузий Урала // Докл. АН СССР. 1953. Т. 40. № 6. С. 1139-1141.

225. **Собатович Э.В., Каменев Е.Н.** Древнейшие породы Антарктиды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. С. 30-50.

226. **Соболев И.Д.** Основные черты магматизма Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 8. М.: Госгеолтехиздаг, 1961. С. 5-21.

227. **Старков В.Д.** Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск, 1985. 148 с.

228. **Старков В.Д., Знаменский Н.Д.** Гранитоидный магматизм Восточно-Мугоджарского поднятия. М.: Наука, 1977. 130 с.

229. **Танатар И.И.** Петрографическая и минералогическая характеристика железных руд Старо-Оскольского района // Домез. № 9. Днепрпетровск, 1933. С. 20-29.

230. **Тектоника Урала** / А.В. Пейве, С.Н. Иванов и др. М.: Наука, 1977. 120 с.

231. **Тимонина Р.Г.** Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 101 с.

232. **Толмачева Е.В.** К вопросу о возрасте метаморфических толщ Восточного Каратегина (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 1. С. 185-188.

233. **Трусова И.Ф.** Магнезиальные скарны и магнетитсодержащие метасоматиты Заимандаровской железорудной зоны // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1980. № 10. С. 53-66.

234. **Трусова И.Ф.** Стратиграфия и геология Костомукшского железорудного месторождения (Северная Карелия) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1985. № 8. С. 3-11.

235. **Турбанов В.Ф., Панков Ю.Д., Милицина В.С.** Стратиграфия района южного перикликального замыкания Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск, 1971. С. 23-32.

236. **Уилсон М.Е.** Докембрий Канады // Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968. С. 236-369.

237. **Федорова А.Б.** Петрология железорудной толщи и вмещающих пород Курско-Бесединского тектонического блока (КМА) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1980. 16 с. Деп. в ВИНТИ 12 сент. 1980 г.

238. **Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф.** Тектоника центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) //

Геотектоника. 1986. № 5. С. 54-71.

239. **Ферштатер Г.Б., Тараканов Ф.Ф., Осипова Т.А.** Новые данные о строении Джабык-Карагайского гранитного массива // Ежегодник-1983 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 65-66.

240. **Фишман М.В., Охотников В.Н., Юшкин Н.П. и др.** Магматизм и металлогения Полярного Урала и Пай-Хоя // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 73-78.

241. **Формации** титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов / В.Г. Фоминых, Ю.Д. Панков и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 264 с.

242. **Формирование** земной коры / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 247 с.

243. **Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.

244. **Херасков Н.П.** Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 121-134.

245. **Чайкин С.И.** К стратиграфии докембрия Курской магнитной аномалии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 1. С. 25-36.

246. **Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др.** Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. М.: Наука, 1987. № 3. С. 323-338.

247. **Чернышев И.В., Бочаров В.Л., Фролов С.М.** Гипербазиты КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1981. 252 с.

248. **Чесноков С.В.** Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. дисс. ...канд. геол.-мин. наук. М., 1967. 26 с.

249. **Чесноков С.В.** Проблема ильменогорских гнейсов // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск, 1971. С. 33-60.

250. **Чесноков С.В., Красивская И.С.** Вариссийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985. 94 с.

251. **Чиков Б.М.** Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск, 1978. 290 с.

252. **Чумаков Н.М.** Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблема докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 202 с.

253. **Шаров В.Н., Шлютов А.П.** О базальных конгломератах в Чуйской толще протерозоя Патомского нагорья // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 425-428.

254. **Шейнман Ю.М.** Предисловие к книге «Очерки по геологии Южной Америки». М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 5-10.
255. **Шкала** геологического времени / У.Б. Харленд, А.В. Кокс, П.Г. Лавеллин и др. М.: Мир, 1985. 140 с.
256. **Штейнберг Д.С.** О специфике магматизма западного склона Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 17-24.
257. **Штейнберг Д.С.** Базальтоидный магматизм Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1969. С. 5-15.
258. **Штейнберг Д.С.** Интрузивные формации Урала // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1969. С. 537-684.
259. **Штрейс Н.А., Макарьчев Г.И., Павлова Т.Г. и др.** Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах // Проблемы земной коры. М.: Наука, 1981. С. 129-142.
260. **Шульдинер В.И., Ханчук А.И. и др.** Два типа домезозойского метаморфизма в срединном хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 2. С. 446-450.
261. **Шуркин К.А. Митрофанов Ф.П., Сидоренко В.В.** Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М.: Недра, 1980. Кн. 2. 284 с.
262. **Щеглова Т.П.** Метасоматизм при формировании железистых кварцитов Комсомольского месторождения // Геол. рудн. месторождений. 1974. № 5. С. 106-110.
263. **Щеголев И.Н.** Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 195 с.
264. **Эвгесинклинальные** габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородин и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
265. **Эскола П.** Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154-261.
266. **Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск, 1984. 158 с.
267. **Anhaeusser C.R.** The evolution of the Early Precambrian crust of Southern Africa // Phil. Trans. R. Soc. London. 1973. V. 273. P. 359-388.
268. **Arakava Yauji.** Rb-Sr-ages of the gneiss and metamorphosed intrusive rocks of the Hida metamorphic belt in the Urushiyama area, Gifu Prefecture, central Japan // J. Jap. Assoc. Miner. Petrol., and Econ. Geol. 1984. V. 79. № 11. P. 431-442.
269. **Bhaskar Rao Y.J., Drury S.A.** Incompatible trace element geochemistry of Archaean metavolcanic rocks, from the Bababudan volcanic-segimentary belt, Karnataka // J. Geol. Soc. India. 1982. Vol. 23. № 1. P. 1-12.

270. **Dorr I. V. N.** Supergene iron ores of Minas Gerais, Brasil // Econ. Geol. 1964. Vol. 59. № 7. P. 1203-1240.
271. **Eskola P.** On the petrology in the Orijarvi region in Southwestern Finland // Bull. Comm. Geol. Finlande. 1914. № 40. 277 p.
272. **Escola P.E.** The problem of mantled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London. 1948. Vol. 104. Pt. 4. № 416. P. 461-476.
273. **Fontelles M, Guitard G.** L'effet de socle dans la metamorphisme de l'enveloppe paleozoique des Pyrenees // C. R. Acad. Sci. 1964. Vol. 258. № 17. P. 4299-4302.
274. **Glikson A.Y.** Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems // Tectonophysics. 1970. V. 9. № 5. P. 397-433.
275. **Glikson A.Y.** Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. № 11. P. 3323-3344.
276. **Glikson A.Y.** On the basement of Canadian greenstone belts // Geol. Sci. Canada. 1978. Vol. 5. № 1. P. 3-12.
277. **Gruner I.W.** Organic matter and the origin of the Biwabik Iron-bearing formation // Econ. Geol. 1922. Vol. 17. 415 p.
278. **Hise-Van C.R., Leith C.K.** The geology of the Lake Superior region // U. S. Geol. Surv. Mon. 1911. Vol. 52. 641 p.
279. **Hunter D.R.** Crustal development in the Kaapvaal craton. 1. The Archaean // Precambrian Res. 1974. Vol. 1. № 4. P. 259-294.
280. **James H.L.** Sedimentary facies of iron formation // Econ. Geol. 1954. Vol. 49. № 3 P. 235-293.
281. **James H.L.** Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. Vol. 66. P. 1455-1488.
282. **MacGregor A.M.** The geology of the country around Que-Que Gwelo District // Geol. Surv. S. Rhodesia. 1932. Bull. 20. P. 286-334.
283. **McCutcheon S., Lutes G., Gauthier G. et al.** The Pokiok batholith: a contaminated Acadian intrusion with an anomalous Rb/Sr age // Can. J. Earth Sci. 1981. Vol. 18. № 5. P. 910-918.
284. **McGregor V.R.** The Early Precambrian gneisses of the Godthab district, West Greenland // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1973. A. Vol. 273. № 1235. P. 343-358.
285. **McGregor V.R., Brian Mason.** Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amctsoq gneisses, West Greenland // Amer. Miner. 1977. Vol. 62. № 9. 10. P. 887-904.
286. **Nagvi S.M., Rao Divakara V., Narain H.** The primitive crust: evidence from the Indian Shield // Precambrian Res. 1978. Vol. 6. № 3-4. P. 323-345.

287. **Raumer Jurgen F. von.** Die Metapelite von Emosson (Aiquillis-Rouges-Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Berlichs // Schweiz. Miner. Und petrogr. Mitt. 1983. Bd. 63. № 2-3. P. 421-455.

288. **Ray S.** Metamorphic history of the Singhbhum Precambrian belt. A preliminary synthesis // Geol. Surv. India. Misc. Publ. 1976. № 23. Pt. 2. P. 291-298.

289. **Viljoen M.I., Viljoen R.P.** An introduction to the Geology of the Barberton granite-greenstone terrain // Geol. Soc. S. Africa. Spec. Publ. 1969. № 2. P. 9-28.

290. **Viljoen M.I., Viljoen R.P.** The geology and geochemistry of the Lower ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock // Geol. Soc. S. Africa. Spec. Publ. 1969. № 2. P. 55-86.

291. **Wilson J.F.** A preliminary reappraisal of the Rhodesian basement complex // Symp. Miner. Deposits and Transp. and Deposit.Metals. Salisbury. 1976. P. 1-231.