

## ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.242(571.61/64)

## ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ, РИФТО-ГРАБЕНЫ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

## СТАТЬЯ 1. ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ И РИФТО-ГРАБЕНЫ

В.П. Уткин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Дислокации фанерозойских образований рассмотрены с позиций продольного сжатия коры без участия процессов, связанных с ее предполагаемой субдукцией. Показано, что чешуйчато-надвиговые комплексы являются аккреционными призмами, наращивающими конседиментационно воздымавшиеся горсты. Проанализированы горст-аккреционные системы, обрамляющие кристаллические массивы. Показано, что они сформировались в условиях единого регионального поля напряжений горизонтального сжатия и не несут признаков формирования их отдельных фрагментов в разных геодинамических обстановках, как это предполагает террейновая концепция. Охарактеризованы структурно-вещественные комплексы и геодинамические условия развития меловых осадочных бассейнов (рифто-грабенов). Чешуйчато-надвиговое конседиментационное наращивание горст-аккреционных систем в сторону осевых зон рифто-грабенов привело к их замыканию с постепенным перекрытием терригенными осадками образований океанического типа, сформированных на раннем рифтогенном этапе развития осадочных морских бассейнов. Закономерности строения и развития меловых рифто-грабенов с их аккреционными призмами, содержащими фрагменты коры океанического и континентального типов, позволяют сделать вывод, что разнообразие структурно-вещественных комплексов, обрамляющих континентальную окраину, не связано с наращиванием (аккрецией) континентов за счет океанских пространств, а является результатом, главным образом, рифтогенеза континентальной коры и ее дислокаций, обусловленных значительными латеральными перемещениями континентальных блоков, прежде всего, вдоль Восточно-Азиатской системы сдвигов.

## ВВЕДЕНИЕ

Юг Дальнего Востока России, благодаря, прежде всего, геолого-съёмочным работам, характеризуется достаточно высоким уровнем геологической изученности. Размещаясь на стыке континент-океан, эта территория является уникальной для апробации тектонических гипотез, и, прежде всего, плейт-тектоники, основные проблемы которой сосредоточены в области взаимоотношений океанических и континентальных плит. Установленное на Дальнем Востоке разнообразие оригинальных фактов позволяет не только существенно дополнять, изменять или даже полностью опровергать известные теоретические разработки, но и создавать новые.

Вместе с тем, решая проблему тектонического развития таких сложных регионов с длительной историей изучения, каким является Дальний Восток, важно не только учитывать новые факты и все разнообразие их толкований, но и не верно полностью отвергать старые представления, заменяя их абсолютно новыми. При решении региональных проблем

недопустимо глобальную концепцию использовать как догму в форме жесткого трафарета, т.к. авторитет глобальной гипотезы не дает оснований малоизученные, неясные, с неоднозначной интерпретацией, а тем более противоречащие ей факты втискивать в рамки ее требований. Не исключено, что комплекс таких фактов, если их волевым путем не приспособлять к той или иной понравившейся концепции, а анализировать самостоятельно, может стать основополагающим для разработки новых путей решения важнейших местных проблем, что, в свою очередь, обогатит и глобальную концепцию, если она верна. Здесь уместно напомнить мнение Луи Де-Бройля: "...история показывает, что прогресс науки постоянно сковывался тираническим влиянием определенных концепций, когда их начинали рассматривать в виде догм".

Изложенные принципы легли в основу наших исследований тектоники юга Дальнего Востока, длительная история изучения которого характеризуется разнообразием взглядов и

использованием сменяющих друг друга парадигм. На первых этапах изучения этот регион рассматривался с позиций геосинклинальной гипотезы. Начиная с шестидесятых годов здесь начались открытия крупных сдвигов, амплитуды смещений по которым оценивались от первых десятков до сотен километров [23, 24, 49, 55, 57-59, 61]. В семидесятые и, особенно, в восьмидесятые годы в Сихотэ-Алине были открыты и описаны хаотические образования с инородными глыбами и генетически связанные с ними конседиментационные тектонические покровы, которые также свидетельствуют о существовании в истории развития региона значительных горизонтальных смещений [15, 18, 34, 35, 40, 41, 63 и др.] Появившаяся информация о повсеместном развитии горизонтальных смещений, проявленных в разных формах (сдвиги, надвиги, шарьяжи), не всегда вписывалась в рамки геосинклинальной гипотезы, в основе которой, как известно, лежат представления о доминанте вертикальных движений земной коры. Несоответствие новых фактов с базовыми положениями геосинклинальной гипотезы привело к тому, что все большее и большее количество исследователей Дальнего Востока начали склоняться в сторону плейттектоники, которая к этому времени в мире уже стала господствующей парадигмой не только геотектоники, но и теоретической геологии вообще.

Согласно представлениям сторонников плейттектоники, развитие восточной окраины Азии сводится к трем основным положениям [48 и др.]: 1) на протяжении всего мезозоя восточная окраина Азии обрамлялась субдукционными границами, среди которых преобладали активные континентальные окраины андийского типа; 2) до образования в неогене островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана, большинство орогенических событий на восточной окраине Азии в основном определялись коллизиями микроконтинентов и крупных островных дуг, таких как Алазейская островная дуга, Омолонский, Охотоморский, Аннойский, Южно-Японский и Западно-Филиппинский микроконтиненты; 3) складчатые сооружения Сихотэ-Алиния представляют собой аккреционные системы, сформировавшиеся в результате палеозойской и мезозойской субдукции, поскольку здесь установлены субдукционные меланжи и аккреционные призмы чешуйчато-надвигового строения, а также олистостромы с экзотическими блоками.

Тектоника литосферных плит применительно к Дальнему Востоку, используя новые данные, полученные в процессе геологосъемочных работ, позволила кардинально изменить представления о развитии этого региона и решить ряд важных проблем, не решаемых с позиций геосинклинальной гипотезы. Вместе с тем, плейттектоника оказалась

не всемогущей и, самое главное, при ее использовании во многих случаях проявлялся односторонний подход к фактам и спешное выделение многочисленных палеосубдукционных зон, террейнов и других структур и событий плейттектонической природы без достаточных на то оснований. В результате такого подхода появились, на наш взгляд, сомнительные построения и выводы, подрывающие доверие к террейновой концепции (вариант плитной тектоники) и к идее субдукции, которая и без того является самым уязвимым элементом тектоники литосферных плит [8, 51 и др.].

Примером одностороннего подхода к фактам является обязательное связывание меланжей, аккреционных призм чешуйчато-надвигового строения и олистостром с субдукцией литосферных плит. Аккреционные комплексы с неоднозначной интерпретацией их происхождения используются в качестве базовых при выделении субдукционных зон, сомнительность существования которых не исчезает и после привлечения к их доказательству двух других членов субдукционной триады: желобов и вулкано-плутонических поясов, указывающих на активность континентальных окраин, т.к. их природа может трактоваться также неоднозначно.

В соответствии с террейновой концепцией многие структурно-формационные зоны или их совокупности рассматриваются как террейны, которые формировались вне связи друг с другом, имеют собственную историю развития, а их последующее пространственное совмещение в плане произошло в результате значительных латеральных смещений. Это относится, прежде всего, к так называемым экзотическим или подозрительным (suspect) террейнам.

В методике выделения террейнов на юге Дальнего Востока, на наш взгляд, можно обозначить пять главных недостатков: 1) поиски первоначального положения многих террейнов ведутся по латерали и исключаются попытки объяснять их экзотичность возможной принадлежностью к иным, более низким уровням коры, отдельные фрагменты которой могли оказаться выведенными на поверхность в результате наличия в большинстве перемещений по разломам вертикальной составляющей. Создается впечатление, что из крайности вертикализма геосинклинальной гипотезы сторонники плитной тектоники перешли в другую крайность; 2) для установления индивидуальности геодинамических обстановок формирования террейнов, за редким исключением, не проводятся специальные детальные структурные исследования, направленные на поиски первичных фрагментов дислокаций, созданных до пространственного совмещения террейнов. Отсутствие таких данных ставит под сомнение выводы о разобленном формировании многих террейнов в разных геодинами-

ческих обстановках; 3) вызывает сомнение принятие аргюги существующих на юге Дальнего Востока образований океанического типа как сформированных в открытом океане. Специальными исследованиями установлено [7,65,66 и др.], что плитчатые кремни складчатых поясов по целому ряду характеристик отличаются от океанических пелагических кремней, вскрытых глубоководным бурением. Кроме того, по представлениям самих же сторонников плитной тектоники, начальная стадия заложения океанической структуры связана с процессом рифтогенеза на континентальной коре. Согласно авторитетному знатоку этой проблемы А.Ф.Грачеву [17], полный эволюционный ряд развития рифтов состоит из трех этапов: материкового, переходного и океанического. Вполне допустимо, и это будет показано в статье, что восточная окраина Азии была рассечена глубоко проникавшими в континент рифтами, прошедшими полный цикл развития с формированием коры океанического типа; 4) в обоснованиях формирования некоторых террейнов в низких широтах указывается на наличие в слагающих их образованиях остатков фауны (прежде всего радиолярий), сходной с тетическими формами. Однако не исключено, и так считают многие исследователи, что находки ареалов бореальной фауны в низких широтах, а тетической в высоких могут указывать не только на латеральные перемещения террейнов, но и на возможное существование холодных и теплых морских палеотечений; 5) палеомагнитные исследования также не решают проблему латеральных смещений террейнов, т.к. в одних случаях определения палеомагнетизма весьма противоречивы, а в других — отсутствуют или не поддаются корректной расшифровке. И не случайно, что при обосновании формирования юрско-меловых террейнов юга Дальнего Востока России в низких широтах в посвященных этой проблеме публикациях практически нет ссылок на палеомагнитные определения. Весьма настораживают примеры противоречий палеомагнитных определений с биогеографическими данными.

Таким образом, факты, которые использовались плейттектонистами как базовые при обосновании существования субдукционных зон и террейнов, во многих случаях не имеют однозначного толкования, поэтому сделанные на их основе выводы и построения, касающиеся развития Дальнего Востока, нельзя признать твердо доказанными и единственно верными. А если это так, то возникает крайняя необходимость поиска новых вариантов интерпретации огромного объема фактических материалов, добытых, прежде всего, в результате долговременных геолого-съемочных

работ. Для блага науки необходимо признать, что идеи плитной тектоники не являются последним аккордом, завершающим целую эпоху интенсивнейших исследований геологии Дальнего Востока. Учитывая полезные наработки геосинклинальной гипотезы и совершенствуя доказательную часть плейттектонических построений, необходимо искать и новые подходы.

Согласно ранее проведенным длительным исследованиям автора (Уткин, 1976-1995), меловой-кайнозойский тектогенез Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода характеризовался доминирующим влиянием сдвиговых дислокаций. Компактная система окраинноконтинентальных сдвигов рассмотрена как глобальная сдвиговая зона, формирование которой происходило в результате латерального смещения Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты, соответственно, на юг-юго-запад и север-северо-восток с суммарной амплитудой до 2,5-3 тыс. километров (суммарная амплитуда определена с использованием установленного здесь коэффициента сдвига). В глобальной сдвиговой зоне эпизодически происходили и обратные правосторонние смещения, но они характеризовались небольшими амплитудами относительно несомненно доминирующих левосторонних смещений [58]. На базе анализа формирования всего комплекса структур разработана сдвиговая геодинамическая модель развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, согласно которой кроме сколовых форм (собственно сдвигов) в полном соответствии с законами сдвиговых дислокаций синхронно или последовательно развивались закономерно ориентированные друг к другу системы структур сжатия и растяжения, обеспечившие геодинамические условия для проявления поздне-мелового вулcano-плутонического магматизма и формирования кайнозойских континентальных депрессий и окраинных морей. Тесное пространственно-временное и генетическое сочетание протяженной северо-восточной окраинноконтинентальной системы сдвигов и поперечных к ним сдвиговых структур растяжения (раздвигов) отвечает существующему в плитной тектонике понятию трансформной континентальной окраины. Настоящая работа является продолжением проведенных исследований и с учетом полученных результатов направлена на изучение более ранних эпох тектогенеза Восточной окраины Азии.

Автором предпринята попытка рассмотреть общие закономерности тектонических дислокаций фанерозойских образований юга Дальнего Востока с позиций продольного сжатия коры без ее предполагаемой субдукции. Независимо от природы такого сжатия, его важная роль на определенных этапах тектогенеза юга Дальнего Востока не вызывает сомнений и доказывается повсеместным

развитием здесь региональной системы структур сжатия. В этих же условиях сформирована и Восточно-Азиатская сдвиговая система.

В рамках общего подхода к оценке дислокаций коры в условиях ее продольного сжатия, зарождение и замыкание меловых осадочных бассейнов, а также связанное с их развитием формирование образований океанического типа, аккреционных призм и вулканических поясов (островных вулканических дуг) рассматриваются с позиций эволюции континентального рифтогенеза с участием значительных горизонтальных смещений блоков континентальной коры, прежде всего, вдоль системы Восточно-Азиатских сдвигов.

Анализ закономерностей строения и развития структурно-вещественных комплексов фанерозоя проводился на основе материалов геологосъемочных работ (геологические карты 1:50 000, 1:200 000 и 1:500 000 масштабов), опубликованных материалов (в том числе [11,12]), а также с использованием результатов специальных структурных исследований автора в составе геологосъемочной экспедиции (Приморгеолком) и в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН. Обоснование и выделение разнородных структур выполнено на базе анализа структурно-формационных зон (СФЗ), установленных и охарактеризованных в процессе геологического картирования.

### ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ

Главнейшие структуры юга Дальнего Востока – древние кристаллические массивы и обрамляющие их интенсивно дислоцированные фанерозойские образования (рис.1). Тектонические дислокации выражены развитием, прежде всего, региональной линейной системы структур сжатия, которая, прослеживаясь от древних массивов на северо-восток (за исключением широтного Амуро-Охотского пояса сжатия) на сотни километров, представлена тесной совокупностью складчатых, чешуйчато-надвиговых и взбросовых структур. Вкрест простирания система структур сжатия характеризуется частой сменой направления vergentности тектонических сместителей и складок. В результате встречного падения взбросо-надвигов на многих участках сформированы структуры, которые по всем морфологическим и динамокинематическим признакам развития характеризуются как продольные клинообразные складчатые горсты. Разной ширины и протяженности горсты практически повсеместно обрамлены чешуйчато-надвиговыми комплексами (аккреционными призмами) с противоположной (от горста) vergentностью складок. Тесная пространственно-временная связь горстовых выступов и аккреционных призм

чешуйчато-надвигового строения позволяет рассматривать их совместно, как горст-аккреционные системы.

Чешуйчато-надвиговые комплексы и прежде всего те, в которых совмещены образования океанического и континентального типов, с позиций плитной тектоники рассматриваются как следствие субдукции океанических плит с формированием аккреционных призм субдукционной и коллизионной природы. Категоричность таких выводов, на наш взгляд, сомнительна хотя бы потому, что чешуйчатые надвиги совместно со взбросами, горстами, линейной складчатостью отражают, прежде всего, латеральное сокращение коры в результате ее продольного сжатия, причины которого могут быть самые разные. И чтобы объективно выявить, при каких геодинамических режимах происходило латеральное сжатие коры, важно не ограничиваться уже заготовленной стандартной геодинамической моделью, а детально проанализировать пространственно-временные и структурные закономерности строения горст-аккреционных систем на всей площади их развития. Тем более, что при изучении различных форм латерального сокращения коры представляется возможность решить и проблему ее воздымания, так как эти процессы в условиях продольного сжатия коры синхронны и взаимозависимы.

В пределах фанерозойских образований юга Дальнего Востока, прежде всего по признаку размещения относительно кристаллических массивов, выделяются следующие горст-аккреционные системы (ГАС): Амуро-Охотская, Восточно-Буреинская, Восточно-Ханкайская и Прибрежная (рис.2).

**Амуро-Охотская ГАС** является восточным флангом Монголо-Охотского пояса сжатия. Она размещена между Сибирской платформой и Буреинским массивом и, погружаясь в направлении Охотского моря, постепенно меняет свое простирание с широтного на СВ, полностью согласуясь с простиранием горст-аккреционных систем, обрамляющих Буреинский и Ханкайский массивы с востока (см. рис.1,2). Здесь палеонтологически охарактеризованы отложения широкого возрастного диапазона (от кембрия до юры), объединенные в СФЗ. Структура отложений представлялась в виде ритмичного чередования терригенных и вулканокремнистых пачек [51, 52 и др.]. Линзы известняков с кембрийской и ордовикской фауной рассматривались как олистостромы в силурийских отложениях [29].

В последнее время установлена чешуйчато-надвиговая структура этого комплекса [47 и др.], в строении которого принимают участие три ассоциации пород: терригенная слоистая, вулканогенно-

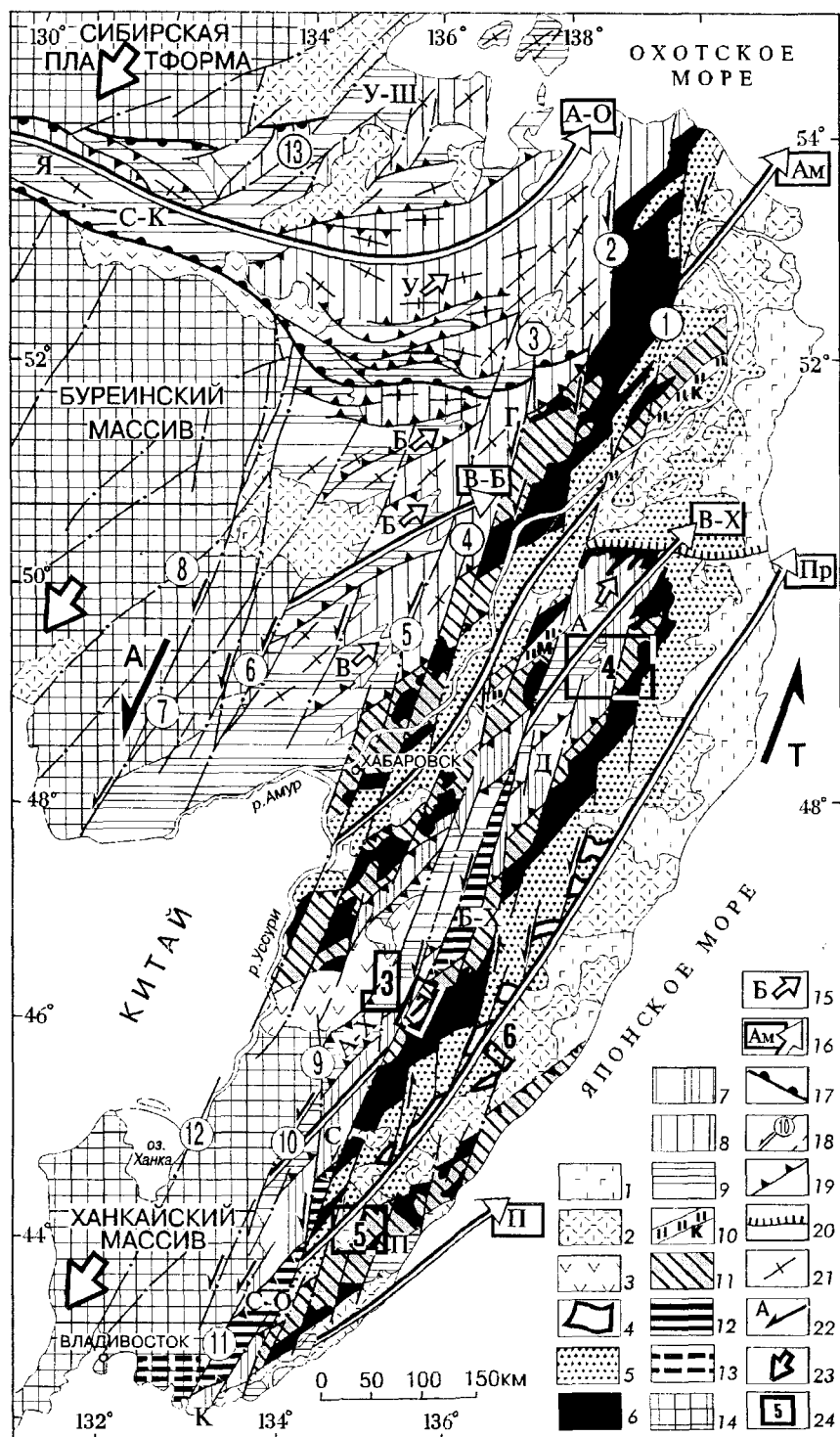


Рис. 1. Геолого-структурная карта юга Дальнего Востока (с элементами геодинамики). Составлена на основе геологических карт Хабаровского [12] и Приморского [11] краев с использованием геологосъемочных карт 1:50 000 и 1:200 000 масштабов.

1 - кайнозойские, в том числе и четвертичные базальты; 2-3 - позднемеловые (2) и раннемеловые (3) вулканы; 4-6 - раннемеловые, преимущественно терригенные отложения: средне-позднеальбские (4), готерив-альбские (5), бернис-валанжские (6); 7 - чешуираванные позднелюрско-раннемеловые кремнисто-терригенные образования с фрагментами (пластины, олистолиты), 8-9 - кора океанического типа палеозой-раннемезозойского возраста; чешуираванные палеозой-раннемезозойские вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные образования: верхнетриасово-юрские (8), палеозой-триасовые (9); 10 - киселевский (К) и маноминский (М) комплексы юрско-раннемеловых кремней; 11 - региональные аккреционные призмы, содержащие фрагменты коры океанического и континентального типов и получившие развитие на сочленении горст-аккреционных систем с меловыми рифто-грабенами; 12 - Сергеевско-Окраинский и Бикинско-Хорский горсты, содержащие фрагменты палеозой-протерозойских метагаббро-гранитоидных комплексов; 13 - южный фланг Ханкайского массива с выходами образований (Анненский комплекс), сходных с Сергеевскими метагаббро-гранитоидными комплексами; 14 - древние кристаллические массивы и платформы; 15 - структурно-формационные зоны горст-аккреционных систем (стрелки - направление их погружения): У - Ульбанская, У-Ш - Удско-Шантарская, С-К - Селемджинско-Кербинская, Я - Янкано-Тукурингская, В - Ваджальская, В - Ванданская, Г - Горинская, А-Х - Ариаднинско-Хорская, С - Самаркинская, С-О - Сергеевско-Окраинская, К - Кривинская, Б-Х - Бикинско-Хорская, А - Анюйская, Д - Джаурская; 16 - линиаменты, отражающие генеральные простирания и погружение (стрелки) горст-аккреционных систем (А-О - Амуро-Охотской, В-Б - Восточно-Бурейнской, В-Х - Восточно-Ханкайской, П - Прибрежной) и рифто-грабенов (АМ - Амурского, Пр - Приморского); 17 - границы Амуро-Охотской горст-аккреционной системы; 18 - сдвиги: 1 - Центральный Сихотэ-Алинский, 2 - Лимурчанский, 3 - Болоньский, 4 - Холдаминский, 5 - Кур-Мяочанский (северный фланг Уссурийского сдвига), 6-8 - частные сдвиги сдвиговой зоны Тань-Лу (6 - Куканский, 7 - Сунгарийско-Тастакский, 8 - Хинганский), 9 - Меридиональный, 10-11 - частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (10 - Арсеньевский, 11 - Партизанский), 12 - Уссурийский; 19 - надвиги; 20 - сбросы; 21 - элементы простирания чешуйчато-надвиговых и складчатых структур; 22 - направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивших сдвиговую геодинамическую режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 23 - доминирующее направление латерального смещения кристаллических массивов и платформ вдоль сдвигов; 24 - участки детальных исследований, номера которых идентичны рисункам, приведенным в тексте.

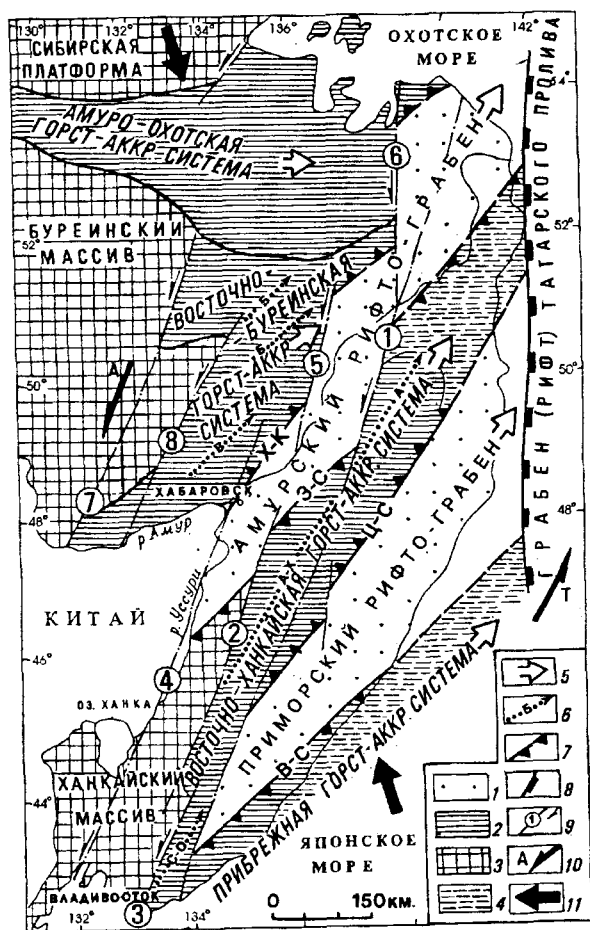


Рис. 2. Схема расположения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов.

1 - раннемеловые преимущественно терригенные и в меньших объемах кремнистые образования Амурского и Приморского рифто-грабенов; 2 - палеозойские и раннемезозойские кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенные образования горст-аккреционных систем; 3 - древние кристаллические массивы; 4 - северо-восточные фланги Восточно-Ханкайской и Прибрежной горст-аккреционных систем, погруженные и перекрытые меловыми образованиями; 5 - направление погружения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов; 6 - осевые линии (стрелки - направление погружения) отдельных горстов (синформ): Б - Баджальская группа горстов, В - Ванданский, А-Х - Ариаднинско-Хорский, А - Анюйский, С-О - Сергеевско-Окраинский; 7 - линеаменты, отражающие положение региональных аккреционных призм (чешуйчато-надвиговых зон) как связующих звеньев между горстовыми системами и рифто-грабенами (бергштрихи направлены по падению чешуйчато-надвиговых сместителей): В-С - Восточно-Сихотэ-Алинской, Ц-С - Центрально-Сихотэ-Алинской, З-С - Западно-Сихотэ-Алинской, Х-К - Хабаровско-Комсомольской; 8 - система сбросов грабена (рифта) Татарского пролива; 9 - главные сдвиги: 1 - Центральный Сихотэ-Алинский, 2-3 - частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (2 - Арсеньевский, 3 - Партизанский), 4 - Усурийский, 5 - Холдаминский, 6 - Лимурчанский, 7-8 - частные сдвиги сдвиговой зоны Тянь-Лу (7 - Сунгарийско-Тастахский, 8 - Куканский); 10 - направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивших сдвиговой геодинамический режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 11 - направление регионального (глобального) горизонтального сжатия литосферных плит.

кремнистая и олистостромовая. Каждая ассоциация слагает самостоятельные тектонические пластины и чешуи, разделенные зонами срывов с интенсивным расщеплением, будинажем и развитием мелких асимметричных складок. Считается, что эти ассоциации пород характеризуют, прежде всего, латеральную неоднородность коры до ее скупивания. В результате субдукции океанической коры под Сибирскую платформу (субдукционный этап) с последующим приращением Буреинского массива (коллизийный этап) произошло совмещение латерально удаленных друг от друга породных ассоциаций с образованием аккреционной системы, в которой латеральная неоднородность преобразовалась в вертикальную [47,48]. Однако кроме первичной латеральной вполне допустима, как считали предшественники, и первичная вертикальная неоднородность, обусловленная стратиграфическим чередованием терригенных и вулканогенно-кремнистых образований, сформировавшихся в зоне значительной ширины раздвиг (рифта) с субокеанической корой, выполняющего роль шовной зоны между Сибирской платформой и Буреинским массивом [1,29,32 и др.]. Подтверждением существования первичной вертикальной неоднородности коры являются примеры, когда контакты прослоев и линз кремнистых пород, спилитов и диабазов не осложнены тектоническими срывами, а присутствуют в составе монотонных алевролитово-песчаниковых толщ [39].

Для Амурско-Охотского пояса в целом характерна эволюция от условий формирования ассоциаций пород преимущественно океанического типа к условиям терригенного осадконакопления. Об этом свидетельствует, например, то, что во многих разрезах рифей-палеозойских отложений отмечается смена вулканогенно-кремнистых и кремнисто-спилит-диабазовых формаций на существенно терригенные, а в отложениях верхнего триаса-верхней юры уже однозначно доминирует терригенный материал. И, наконец, на рубеже поздней юры и раннего мела, в результате сжатия и воздымания Амурско-Охотского пояса, в некоторых бассейнах морская седиментация сменилась континентальной [39]. Вполне возможно, что в условиях растяжения шовной зоны и образования рифта здесь формировались образования океанического типа, а при сжатии (сближении Буреинского массива с Сибирской платформой) за счет сокращения по латерали шовная зона воздымалась и не только в результате формирования горстовых поднятий, но и вследствие развития вдоль них чешуйчатых надвигов, которые обеспечили тектоническое сдвигание, а то и многократное повторение по вертикали первичных разрезов. При этом

формировались пригорстовые аккреционные призмы, в которых происходило тектоническое совмещение образований океанического и континентального типов.

Наличие олистостромовых комплексов указывает на то, что чешуйчато-надвиговое сучивание коры шовной зоны было конседиментационным. Содержание в некоторых горизонтах олистостром, помимо олистолитов песчаников, кремней и вулканитов, характерных для указанных выше породных ассоциаций, также и глыб рифейских, вендских и кембрийских известняков, анортозитов, габброидов, пироксенитов и щелочных гранитов [29] свидетельствует о том, что по конседиментационным взбросо-надвигам воздымались и разрушались образования достаточно глубинных уровней коры.

Важной особенностью ГАС является ее погружение на восток, что нашло отражение в существовании на ее восточном фланге Ульбанской СФЗ, выполненной существенно терригенным материалом юрского возраста (см. рис.1).

**Восточно-Буреинская ГАС** с севера ограничена широтными надвигами (Пауканская система разломов), выполняющими роль южной границы Амуро-Охотской ГАС, а с востока - Сихотэ-Алинской сдвиговой системой. В структурном отношении она характеризуется широким развитием чешуйчато-надвиговых, горстовых и полугорстовых (взбросовых) структур, простирающихся на СВ косо по отношению к Сихотэ-Алинской сдвиговой системе. Для нее характерно зональное строение, проявленное сменой с запада на восток Баджальской и Ванданской СФЗ на Горинскую.

Баджальская и Ванданская СФЗ размещены вдоль границы Буреинского массива, а, возможно, и перекрывают последний. Свидетельством предполагаемого погружения Буреинского массива на восток служит то обстоятельство, что к востоку от северного фланга сдвиговой зоны Тань-Лу (разломы Сунгарийский, Хинганский) этот массив представлен в виде фрагментов, вскрытых в эрозионных окнах, или выходами древних образований типа Софийского купола. Общий структурный рисунок западной части Баджальской СФЗ характеризуется относительно простыми, в том числе и купольными формами, что может также расцениваться как наличие здесь жесткого фундамента.

Баджальская и Ванданская СФЗ сложены палеозойскими и триасовыми образованиями. Среди пород, отнесенных к карбону и перми, широко распространены основные вулканиты, кремни и известняки. Появление в разрезе верхней перми грубообломочных пород может указывать на

эволюцию условий формирования ассоциаций пород от преимущественно океанического типа к терригенным. В триасе, наряду с терригенными отложениями, вновь появляются образования океанического типа. Наличие в пределах южной окраины Ванданской СФЗ хаотических комплексов с глыбами палеозойских образований в матриксе, охарактеризованном мезозойской микрофауной [42], свидетельствует о конседиментационных чешуйчато-надвиговых дислокациях, происходивших в этом районе в мезозое, включая юру-ранний мел.

В пределах Горинской СФЗ наблюдается почти непрерывный разрез верхнетриасовых, юрских и меловых существенно терригенных морских отложений, в составе которых по мере удаления от Буреинского массива заметно возрастает объем основных вулканитов и кремнистых пород [39].

Структурные взаимоотношения палеозойско-триасовых и преимущественно юрских образований характеризуются наличием между ними резко извилистой в плане границы (см.рис.1), обусловленной тем, что в пределы Горинской СФЗ глубоко на СВ проникают горст-антиклинорные (синформные) структуры Баджальской и Ванданской СФЗ, периклинальный характер замыкания которых указывает на их систематическое погружение в этом направлении. Эти структурные признаки свидетельствуют о том, что Восточно-Буреинская ГАС до складчатости и чешуирования представляла собой моноклираль с омоложением возраста палеозойско-мезозойских образований от Буреинского массива на восток. Латеральная (с запада на восток) зональность Восточно-Буреинской ГАС, по-видимому, отражает и вертикальную (снизу вверх) неоднородность коры. Во всяком случае, такой вертикальный разрез следует ожидать в зоне непосредственного налегания на Баджальскую и Ванданскую СФЗ Горинской СФЗ, которая на крайнем востоке может уже залегать на океанической коре, что косвенно подтверждается, как отмечено выше, сменой в Горинской СФЗ с запада на восток преимущественно терригенных образований на существенно кремнистые с наличием вулканитов основного состава. Исключительно закономерная возрастная последовательность латерального наращивания разреза с запада на восток в большей мере может трактоваться в пользу его первичной стратиграфической природы, чем изначально покровно-надвиговой.

**Восточно-Ханкайская ГАС** размещена к В-СВ от Ханкайского массива, в целом совпадая с границами Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория [10]. ГАС состоит из двух смещенных



Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом частей, которые ниже будут охарактеризованы раздельно как Приханкайское и Анюйское звенья Восточно-Ханкайской ГАС, расположенные, соответственно, к западу и востоку от сдвига (см.рис.1, 2).

**Приханкайское звено** состоит из тесно ассоциирующихся чешуйчато-надвиговых складчатых, горстовых и полугорстовых (взбросовых) структур, ориентированных на СВ под косым углом по отношению к краю Ханкайского массива и Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу. Наиболее древние образования системы обнажены в Сергеевско-Окрайном и Ариаднинско-Хорском горстах, где получили развитие одноименные СФЗ (см.рис.1). В первом из них наблюдаются фрагменты метагаббро-гранитоидных образований, возраст которых определен от 510 млн лет [27] до 2,471 млрд лет, т.е. ранний протерозой - поздний архей [30,31]. Древние комплексы стратиграфически перекрыты пермскими песчаниками, алевролитами и известняками, триасовыми и юрскими алевролитами. В ниже-среднеюрской окраинской свите отмечаются базальты, а самая верхняя - погская свита (верхняя юра-берриас?) сложена субщелочными базальтами и их туфами. Обилие и состав фауны, наличие остатков флоры, литологические особенности пород свидетельствуют об образовании пермско-юрских отложений в мелководных и прибрежных условиях. Характер разреза Сергеевско-Окрайного горста сходен с разрезом южной части Ханкайского массива. Свидетельством единства этих структур является не только идентичность древних метагаббро-гранитоидных образований (Сергеевский и Анненский комплексы), но и сходство разрезов перекрывающих их палеозойско-мезозойских отложений, а также близость друг к другу пермских фаунистических сообществ [15]. Некоторые различия в составе разрезов объясняется сменой в СВ направлении континентальных и прибрежно-морских фациальных обстановок осадконакопления на морские. Интересно, что и апт-альбские угленосные породы сучанской серии, размещенные на юге Ханкайского массива, в СВ направлении постепенно сменяются на одновозрастные морские отложения, что свидетельствует о погружении Сергеевско-Окрайной структуры в этом направлении и в меловом периоде.

Сергеевско-Окрайный горст с СЗ и ЮВ обрамляется соответственно Самаркинской и Кривинской СФЗ (см.рис.1), интенсивно расчлененными и в структурном отношении представляющими собой аккреционные призмы [15,27 и др.], для которых характерно преимущественно встречное (под горст) падение чешуйчатых надвигов и дивергентность (от горста) опрокидывания складок, что указывает на возможную генетическую связь между воздымавшимся в условиях горизонтального

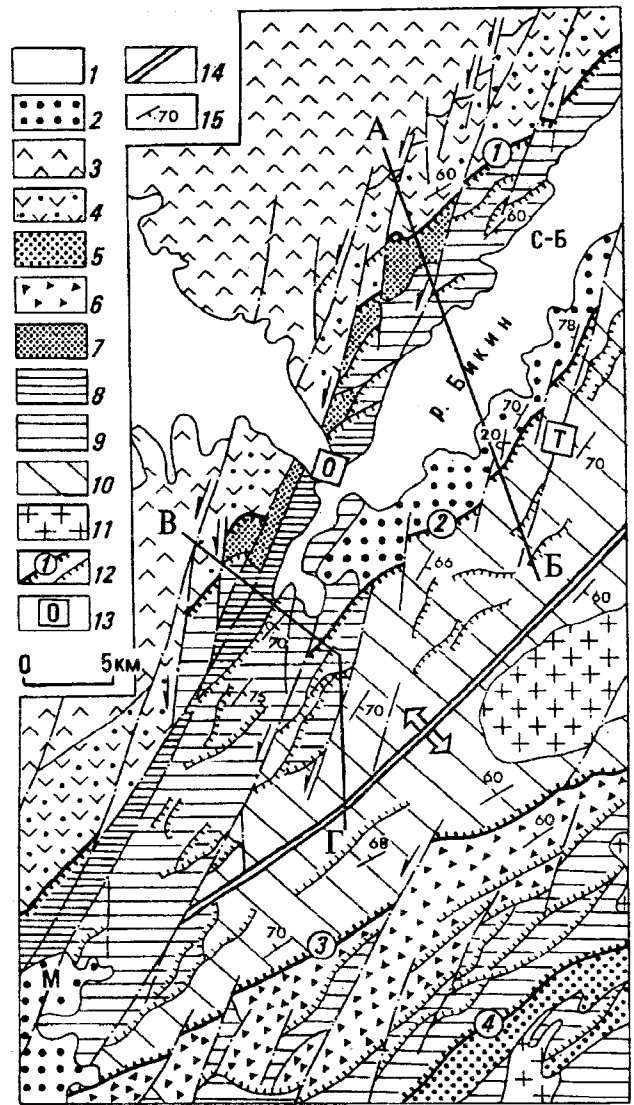


Рис.3. Фрагмент строения Ариаднинско-Хорского горста и его аккреционного обрамления (по материалам В.М.Чмырева, 1963 г. и В.Н. Окочитого, 1988 г.).

1 - четвертичные отложения долины р.Бикин; 2 - олигоцен-миоценовые угленосные отложения Средне-Бикинской депрессии; 3 - верхнемеловые (сеноман) алевролиты, песчаники, конгломераты, туффиты (столбовская толща); 4 - раннемеловой алчанский вулканический комплекс (туфы, туфолавы дацитов, туфопесчаники); 5 - готерив-альб (конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые аргиллиты с флорой); 6 - олигостромовая толща (поздняя юра - ранний мел); 7 - поздний триас (песчаники, алевролиты, конгломераты, углистые аргиллиты, туфы кислого состава); 8 - пермь (вулканогенно-терригенная толща - песчаники, алевролиты, туфы дацитов и базальтов, гравелиты); 9 - пермь (сольдинская толща - базальты, диабазы и их туфы, кремни, туффиты, туфо-алевролиты, туфо-песчаники, туфы кислого состава); 10 - средний-верхний карбон (момбиосанская толща - песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты); 11 - раннемеловые граниты (татибинский комплекс); 12 - надвиги (Олонский (1), Прибрежный (2), Раздольный (3), Сибичинский (4)); 13 - сдвиговые зоны (Татибинская (Т), Олонская (О)); 14 - ось Ариадненско-Хорского горста; 15 - элементы залегания слоев; А-Б, и В-Г - линии разрезов (см.рис.8).



сжатия горстом и конседиментационно сформированными вдоль его бортов аккреционными призмами. В составе аккреционных призм, чередуясь с олистостромой, наблюдаются аллохтоны, сложенные как существенно терригенными отложениями, так и образованиями океанического типа (базальты, кремни, известняки) с возрастом от позднего девона до средней юры. Мощность отдельных аллохтонов изменяется от первых десятков метров до нескольких километров. Есть основание считать, что до чешуйчато-надвигового скупивания кора характеризовалась не только вертикальной, но и горизонтальной неоднородностью, выраженной в смене по латерали образований океанического типа на континентальные. Время конседиментационного скупивания коры (образование аккреционного комплекса) определяется возрастом матрикса (олистостромовые и турбидитовые образования), цементирующего разнородные конседиментационные включения. В матриксе собраны многочисленные радиолярии средне-позднеюрского и позднеюрско-раннемелового возраста [27]. В обрамляющих горст СФЗ наблюдаются толщи так называемых "зеленых" турбидитов (их мощность достигает 260-300 м [27]). Ближайшим поставщиком этих продуктов, по видимому, являлись, прежде всего, габброиды Сергеевско-Окраинского горста, который, периодически воздымаясь, частично размывался, по крайней мере уже в средней-поздней юре (возраст "зеленых" турбидитов).

Ариаднинско-Хорский горст и одноименная СФЗ размещены значительно севернее Сергеевско-Окраинской СФЗ (см.рис.1). При относительно небольшой (50-70 км) ширине это горстовое поднятие прослеживается в северо-восточном направлении на 400 км от Ханкайского массива до Центрального разлома (среднее течение р.Хор). Наиболее детально горст изучен в его центральной части (рис.3), где В.Н.Оковитым (1988 г.) установлена следующая стратиграфическая последовательность образований океанического и континентального типов.

Наиболее древние образования представлены слоями момбиосанской толщи, сложенной терригенными отложениями с остатками криноидей и фораминифер (фузулинид) средне-позднекарбонического возраста. Толща является аналогом известной ариаднинской свиты [10], стратотип которой выделен В.Н. Силантьевым в районе с.Ариадное.

Момбиосанская толща согласно перекрывается образованиями сольдинской толщи - аналогом ранее выделенной на юго-западном фланге Ариаднинско-Хорского горста себучарской свиты, которая, по мнению Н.А.Беляевского и Б.А.Иванова, а также Г.С.Белянского и А.П.Никитиной [2], согласно залегает на ариаднинской свите и

характеризуется широким развитием алевролитов, кремней, известняков, базальтов, спилитов и их туфов. Возраст себучарской свиты датируется ранней-поздней пермью на основании определения фораминифер из тел известняков [43]. В нижнесольдинской подтолще, сложенной преимущественно терригенным материалом, В.Н.Оковитый обнаружил (1988 г.) радиолярии пермского возраста, а в средней и верхней толщах кремнисто-вулканогенно-терригенных образований - радиолярии чандалазского уровня, имеющие мидийский возраст. Перекрывается сольдинская толща несогласно и с размывом толщей норийских песчаников (контакт осложнен тектоническим срывом), на которые, также несогласно, налегают раннемеловые терригенные (уктурская свита), а выше - вулканогенные (алчанский вулканогенный комплекс) образования, перекрываемые, в свою очередь, вулканитами позднего мела.

Отличительной чертой момбиосанской толщи является трансгрессивный характер разреза, сложенного терригенными отложениями, более грубыми, почти молассоидными в низах и все более тонкими, до кремнистых в верхней части. Характеризуясь амагматичностью стратифицированных образований, момбиосанская толща во многих случаях интенсивно пронизана дайками и субинтрузиями базальтового состава, формирование которых происходило в условиях растяжения и было синхронным с накоплением перекрывающих момбиосанскую толщу пермских кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений сольдинской толщи. Об этом свидетельствует наличие в сольдинской толще кроме субинтрузий и даек габбро, габбро-диабазов, диабазов, базальтов также и многочисленных пластообразных базитовых тел. В одних случаях это потоки базальтовых лав, а в других - силлы. Отнесение межпластовых базитовых тел к потокам или силлам определяется характером контакта с перекрывающими их кремнями и терригенными отложениями: в первом случае они "холодные" (стратиграфические), а во втором - породы кровли ороговикованы и окварцованы (зона контактового воздействия незначительна - 0,3-0,5 м). Вместе с тем, терригенные породы сольдинской толщи в своем составе иногда содержат значительное количество обломков базитов, вероятно, из пластовых тел, что может указывать на проявление базитового магматизма в условиях значительных тектонических дислокаций.

Приведенные выше факты свидетельствуют о формировании образований океанического типа на континентальной коре в условиях ее растяжения (рассеянного рифтинга). Последующее латеральное сжатие значительно осложнило первичную обстановку и привело к образованию горст-аккрецион-

ной структуры. Непосредственно горстовая часть структуры сложена преимущественно средне-позднекарбонowymi смятыми в линейные складки терригенными образованиями момбиосанской толщи (см. рис.3). Обрамляющие горст с северо-запада и юго-востока пермские и мезозойские образования интенсивно расчешуированы и в структурном отношении представляют собой аккреционные призмы, для которых характерно встречное (под горст) падение чешуйчато-надвиговых структур и дивергентность (от горста) опрокидывания складок, что указывает на генетическую связь между воздымавшимся в условиях горизонтального сжатия горстом и формировавшимся вдоль его бортов аккреционными призмами. На конседиментационное воздымание горста указывает сформированная вдоль его юго-восточного борта юрско-меловая олистострома, содержащая олистолиты и крупные пластины момбиосанской и сольдинской толщ. Олистостромовая толща с горстом контактирует по надвигу Раздельному (см.рис.3), который характеризуется северо-западным ( $310-320^\circ$ ) падением сместителя (угол наклона до  $30^\circ$ ) и сопровождается зоной (до 600-1000 м ширины) дробленых и милонитизированных пород, иногда перетертых до состояния глин. Также ориентированы и другие надвиги аккреционной призмы, обрамляющей горст с юго-востока.

Аккреционная призма, обрамляющая Ариаднинско-Хорский горст с СЗ (см.рис.3), представлена системой чешуй (Олонская система надвигов), погружающихся на ЮВ и сложенных кремнисто-вулканогенно-терригенными пермскими (солдинская толща) и терригенными поздне триасовыми образованиями, надвинутыми друг на друга и на меловые вулканогенно-терригенные образования, а в некоторых случаях (Прибрежный надвиг) и на палеогеновые. С запада горст и обрамляющие его аккреционные призмы срезаны Олонской системой левых сдвигов СВ простираения, движение по которым, во всяком случае на завершающем этапе, было синхронным с формированием чешуйчато-надвиговых структур сжатия.

В пределах Приханкайского звена Восточно-Ханкайской ГАС раннемеловые терригенные отложения распространены локально и несут признаки эпиконтинентального происхождения, часто угленосны и относительно слабо дислоцированы.

*Аншуйское звено* является продолжением на СВ Приханкайского звена. До разобщения Центральным разломом они, как отмечено выше, составляли единую Восточно-Ханкайскую ГАС. Кроме идентичности характера дислокаций и ориентировки чешуйчато-надвиговых и складчатых структур Приханкайское

и Аншуйское звенья объединяет сходство их СФЗ и, прежде всего, Сергеевско-Окраинской и Бикинско-Хорской (см.рис.1). В той и другой СФЗ наблюдаются выходы аномальных для Сихотэ-Алинского складчатого комплекса древних кристаллических образований, которые многие исследователи считают разобщенными частями сложного по составу Ханкайского массива. В Сергеевско-Окраинской СФЗ это Сергеевский выступ и его фрагменты, сложенные метагаббро-гранитоидными образованиями, а в Бикинско-Хорской СФЗ - так называемый "Хорский клин", сложенный очковыми гнейсами, кварцитами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, интенсивно мигматизированными. Кроме того, здесь, как и в Сергеевско-Окраинской СФЗ, наблюдаются характерные прибрежно-морские формации, рифогенные постройки перми и нарастающие разрез терригенные отложения триаса. На некоторых участках пермские отложения контактируют с протяженными телами габброидов, которые по их внешнему облику можно параллелизовать с габброидами Сергеевско-Окраинской СФЗ. Сходство этих СФЗ позволило в свое время Л.Ф.Назаренко и В.А.Бажанову [44] оценить амплитуду смещения по Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу в 350 км.

Центральную часть Аншуйского звена занимает одноименная СФЗ (см.рис.1), которая в структурном отношении характеризуется как антиклиналь (купол) с погружающимся в СВ и ЮЗ направлениях шарниром (рис.4). Ядро антиклинали сложено [46 и др.] глубоко метаморфизованными породами, согласно налегающими друг на друга в следующей последовательности (снизу вверх): 1) метапесчаники и сланцы; 2) гнейсы и кристаллические сланцы; 3) мигматиты. Весь этот расслоенный комплекс пород древнего облика согласно перекрывается толщей офиолитов, нижняя часть которых представлена метаморфизованными базальтами, долеритами, габброидами, а в некоторых случаях - и серпентизированными ультрамафитами. Большие и светло-серые метакремни, слагающие верхнюю часть офиолитов, почти непрерывно окружают metabазитовые породы. Встречающиеся в них радиолярии из-за интенсивной перекристаллизации невозможно использовать для определения возраста кремней. Офиолитовый комплекс перекрыт триасюрскими вулкано-кремнисто-карбонатно-терригенными формациями.

Ввиду отсутствия биостратиграфических данных, многие исследователи относили аншуйские метаморфические породы к докембрию [4,20,26]. Среди имеющихся К-Аг датировок по породе в целом (сланцы и гнейсы) наиболее древние попадают в интервал 417-488 млн лет [18]. Метаморфические

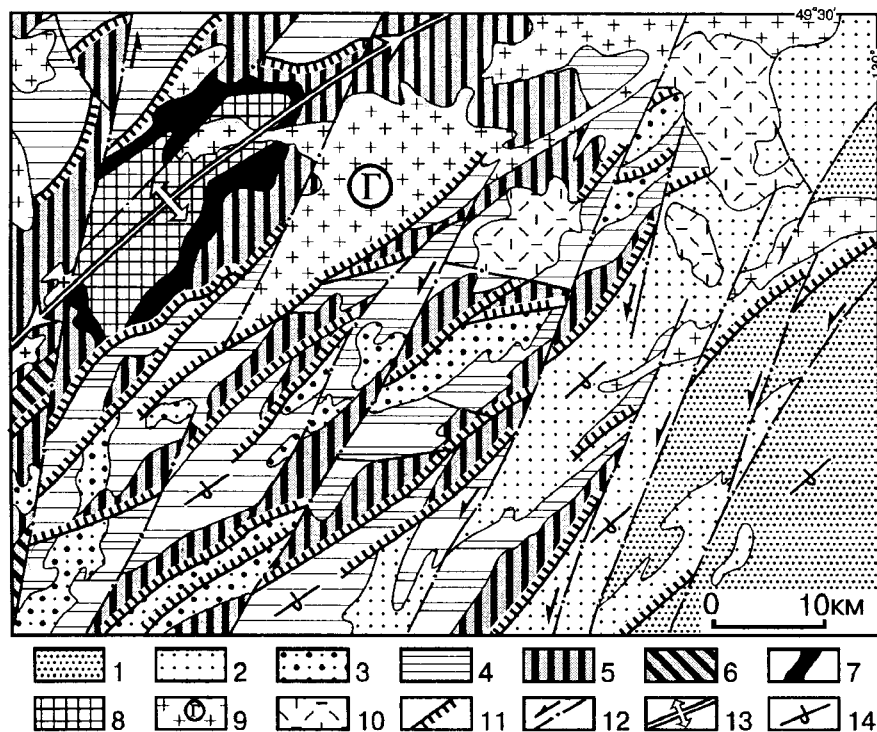


Рис. 4. Строение северо-восточного фланга Анюйского звена Восточно-Ханкайской ГАС и ее аккреционного обрамления (Центрально-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы). Составлена по материалам [37].

1-3 - терригенная формация раннемеловых образований: готериваптские (1) и берриас-валанжинские (2) турбидиты, берриас-валанжинские (3) преимущественно грубообломочные (конгломераты, гравелиты) отложения, лежащие несогласно на подстилающих толщах; 4-6 - пермско-юрская вулканокремнисто-карбонатно-терригенная формация: поздняя юра-берриас (4), триас-юра (5), поздняя пермь (6); 7 - офиолиты; 8 - метаморфические породы Анюйского купола; 9 - раннемеловые граниты (Гобилинский (Г) плутон); 10 - позднемеловые вулканы; 11 - надвиги; 12 - сдвиги; 13 - ось Анюйского горста (синформы, стрелки вдоль оси - направления ее погружения); 14 - доминирующее направление падения слоев и осевых поверхностей складок, опрокинутых на юго-восток.

породы такого возраста к западу от Центрального разлома наблюдаются лишь в пределах Сергеевско-Окраинской СФЗ и, следовательно, при их использовании в качестве репера амплитуда левостороннего смещения по Центральному сдвигу предположительно оценивается в 500-600 км [54].

Как отмечает Натальин Б.А. с соавторами [46], плохая обнаженность не позволяет с уверенностью определить характер взаимоотношений всех перечисленных стратиграфических подразделений. Однако после проведения наблюдений за кинематическими особенностями деформаций эти авторы делают вывод о тектоническом (покровном) характере залегания офиолитов на кристаллическом фундаменте. Такой вывод вытекает, прежде всего, из местами проявленных здесь межформационных и послонных срывов, а также из установленной авторами линейности растяжения широтного и СВ простирания, параллельного шарнирам складок высоких порядков. Однако необходимо учитывать, что формирование всех вышеперечисленных структурных элементов вполне корректно объясняется с позиций эволюционного развития Анюйской структуры как антиклинали, протекавшего в условиях ее горизонтального сжатия и сдвиговой ротации.

Важно отметить, что наличие кристаллических пород под мезозойскими комплексами Центрального Сихотэ-Алиня подтверждается находками в крупных плутонах раннемеловых высокоглиноземистых гранитов ксенолитов метаморфических пород [3,25].

Совокупность фактов позволяет метаморфические породы Хорского клина и Анюйского купола рассматривать как выходы докембрийского кристаллического фундамента Сихотэ-Алиня [20,26 и др.].

Широкое развитие на крыльях Анюйской антиклинали чешуйчато-надвиговых систем с встречным падением сместителей (под антиклиналь) и противоположной вергентностью складок (от оси антиклинали) обеспечивают этой структуре облик синформы или горст-антиклинали. Характерное (периклинальное) замыкание Анюйского звена на северо-востоке (см.рис.1) однозначно свидетельствует о ее погружении в этом направлении, где она перекрыта меловыми терригенными отложениями.

Прибрежная ГАС, начинаясь от Центрального разлома прослеживается к СВ вдоль побережья Японского моря (см.рис.1,2). Ранее характеризовалась как горст-антиклинорий [10]. Погружаясь в СВ направлении, ГАС перекрывается позднемеловыми вулканидами и водами Японского моря. В структурном отношении Прибрежная ГАС представляет собой интенсивно расчлененный блок пород с падением сместителей на ЮВ и вергентностью складок на СЗ. Отдельные аллохтоны и взбросы сложены палеозойскими и мезозойскими (доготеривскими) породами океанического и континентального типов, которые перемежаются с олистостромовыми образованиями. Например, на левобережье р.Аввакумовки (Ольгинский район) с СЗ на ЮВ выделяется пакет тектонических пластин, который моноκлинально падает на ЮВ (45-

60°). В основании рассматриваемого разреза, согласно А.А. Врублевскому и Ю.П. Юшманову [42], залегает палеозойская [9] карбонатно-кремнисто-терригенная со спилитами скалистореченская толща (мощность 500 м), выше которой наблюдается горизонт микститов, а еще выше - кремнистая толща с отдельными прослоями кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, конгломерато-брекчий и песчаников. Возраст толщи на основании находок в ней конодонтов определен как раннетриасовый. В свою очередь, кремнистая толща по надвигу перекрыта глыбовыми олигостромовыми отложениями мощностью 200 м, в верхней части которых размещена мощная толща известняков, охарактеризованных комплексом позднедевонских (фаменских) фораминифер, интенсивно расчлуженных системой надвигов с ЮВ падением под углом 40°. В подошве толщи залегают темно-серые спилиты мощностью 100 м.

Охарактеризованный пакет тектонических пластин, сложенный палеозой-раннемезозойскими, преимущественно карбонатно-кремнистыми образованиями, по-видимому, является фрагментом горста. Наличие горстового выступа вдоль береговой линии подтверждается тем, что здесь наблюдаются наиболее древние (девон) члены из известных в Прибрежной ГАС палеозойских образований. Кроме того, в пределах широко проявленных вдоль берега полей меловых гранитов наблюдаются крупные блоки, сложенные гнейсами, амфиболитами и метаморфическими сланцами, которые можно рассматривать как фрагменты древнего кристаллического фундамента. Высказывается также достаточно обоснованное предположение [36] о существовании древнего поднятия (горста) и к востоку от береговой линии Японского моря. Горст с СЗ обрамлен системой чешуйчатых надвигов, которые систематически падая на ЮВ, образуют аккреционную призму. Ее подробная характеристика будет приведена ниже.

Обобщая описание ГАС юга Дальнего Востока, обозначим их основные характеристики:

1. Горст-аккреционные и складчатые системы дислокаций, повсеместно накладываясь на существенно различные по составу и возрасту фрагменты фанерозойских образований, несут сквозной характер развития. Одноплановый линейный структурный рисунок деформаций различных по возрасту и составу СФЗ (террейнов) свидетельствует о их длительных дислокациях, протекавших в условиях единого регионального поля напряжений сжатия, что противоречит представлениям, согласно которым многие террейны формировались разобщенно в локальных, свойственных только им полях напряжений, и затем в результате субдукционно-коллизийных процессов, пройдя путь значительных перемещений, были совмещены. В этом случае террейны должны были

бы характеризоваться индивидуальными структурными рисунками или содержать в себе хотя бы фрагменты первичных дислокаций, созданных до их пространственного совмещения.

2. Для ГАС характерно погружение на В-СВ, при этом некоторые из них содержат явно выраженные признаки омоложения возраста фанерозойских образований в В-СВ направлении с образованием латеральных рядов, что может отражать: а) первичное (доскладчатое) стратиграфическое латеральное наращивание фанерозойских образований в этом направлении (от древних кристаллических массивов в сторону океана); б) последовательность аккреционного наращивания континентальной коры; в) вертикальное (снизу вверх) строение разреза фанерозойских образований, если они в виде дислоцированной моноклинали погружаются на В-СВ и, следовательно, эрозией срезаны косо.

3. Вкрест простирания ГАС характеризуются чередованием горстовых и полугорстовых (взбросовых) выступов с обрамляющими их чешуйчато-надвиговыми (аккреционными) призмами, что свидетельствует о латеральном сокращении фанерозойских образований с увеличением их мощности в условиях продольного сжатия коры в направлении С-СЗ-Ю-ЮВ.

4. В пределах горстов наблюдаются выходы наиболее древних образований, которые можно считать фрагментами, например, Ханкайского массива. В одних случаях (Сергеевско-Окраинский горст) они наращиваются отложениями континентального типа, а в других (Анхойский горст) океанического. Есть примеры (Ариадненско-Хорский горст) формирования образований океанического типа (пермь) на толщах, сложенных континентальными отложениями (карбон) в результате деструкции (рассеянного рифтогенеза) последних. Такую же природу, по-видимому, имеют и переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами субщелочные базальты окраинской и погской свит (нижняя-верхняя юра), сформированных на пермско-триасовых терригенных отложениях, стратиграфически перекрывающих древние мета-габбро-гранитоидные комплексы Сергеевско-Окраинского горста. В некоторых межгорстовых пространствах (Самаркинская СФЗ) формировалась кора океанического типа, по-видимому, отражая существование здесь в палеозое и раннем мезозое рифтогенной структуры.

5. Время последнего сжатия, в результате которого произошло воздымание горстов, а также чешуйчато-надвиговое конседиментационное скучивание (аккретирование) первичной неоднородной по латерали коры с формированием пригорстовых аккреционных призм определяется средне-позднеюрским и позднеюрско-раннемеловым возрастом

матрикса (олистостромовые и турбидитовые образования). В результате этого сжатия море окончательно покинуло пределы ГАС. На отдельных опущенных участках и на окраинах ГАС формировались берриас-валанжинские прибрежно-морские и мелководные отложения.

6. Формирование ГАС предшествовало и продолжалось в период развития меловых бассейнов осадконакопления (рифто-грабенов), поэтому важно рассмотреть структурные и вещественные характеристики последних, а также их пространственно-временные взаимоотношения с ГАС.

### РИФТО-ГРАБЕНЫ

Обширный бассейн мелового осадконакопления на юге Дальнего Востока исключительно четко очерчивается резко извилистой полосой развития берриас-валанжинских терригенных отложений, которая практически непрерывно (сплошность нарушается наложенными сдвигами) прослеживается на расстоянии около 2 тыс. км (см. рис. 1). Берриас-валанжинские отложения повсеместно насыщены остатками фауны (преимущественно бухиями), а во многих случаях характеризуются и обилием ископаемой флоры (неокомовый комплекс). В связи с насыщенностью органическими остатками, толща берриас-валанжинских отложений приобрела свойства исключительно надежного маркера и для распознавания структуры юга Дальнего Востока является уникальной. Согласно границе распространения берриас-валанжинских отложений очевидно, что меловой бассейн был открытым в сторону океана, а к юго-западу разделялся на два относительно узких бассейна, глубоко вдающихся в континент. Один из них (Амурский) размещался между Восточно-Буреинской и Восточно-Ханкайской ГАС, а другой (Приморский) между Анюйским звеном Восточно-Ханкайской ГАС и Прибрежной ГАС (см. рис. 1, 2). Бассейны, ориентируясь в СВ направлении, параллельны друг другу и ГАС и характеризуются синхронностью развития, а также почти полной идентичностью состава и возраста компенсирующих их отложений. Все эти признаки дают основание предположить, что Амурский и Приморский палеобассейны формировались в сходных геодинамических условиях. Можно допустить, что в домеловое время к востоку от Буреинского и Ханкайского массивов существовала обширная акватория. В результате воздымания Восточно-Буреинской, Восточно-Ханкайской и Прибрежной ГАС к меловому периоду море сохранилось лишь между этими ГАС. В этом случае Амурский и Приморский палеобассейны можно отнести к структурам грабенового типа. С

другой стороны, в формировании этих палеобассейнов большую роль могли играть процессы растяжения коры и, следовательно, их можно считать структурами рифтогенного типа. Как будет показано ниже, ранние стадии формирования палеобассейнов характеризуются рифтогенными признаками, а завершающие - грабеновыми, поэтому эти структуры уместно назвать рифто-грабенами (РГ).

**Приморский рифто-грабен** при ширине 100-150 км и протяженности в северо-восточном направлении более чем на 800 км компенсирован нижнемеловыми терригенными породами (главным образом песчаниками и алевролитами). Важной особенностью РГ является зеркальная симметрия строения его крыльев, выраженная, прежде всего, в закономерном (без учета локальных осложнений) латеральном наращивании нижнемелового разреза от бортов к осевой линии РГ (см. рис. 1). Вдоль противоположных бортов, т.е. в зонах сочленения РГ с Прибрежной и Анюйским звеном Восточно-Ханкайской ГАС, получили развитие берриас-валанжинские, преимущественно приконтинентальные грубообломочные фации (таухинская свита, устиновская толща, грубообломочные фации ключевской свиты), в составе которых кроме переслаивающихся с алевролитами и песчаниками конгломератов, с галькой кремней, иногда и гранитов, значительная доля принадлежит хаотическим комплексам, содержащим большое количество глыб и пластин, сложенных позднепалеозойско-раннемезозойскими карбонатно-кремнистыми породами, широко развитыми в Прибрежной и Анюйском звене Восточно-Ханкайской ГАС.

В направлении к осевой линии РГ грубообломочные фации берриас-валанжинских отложений постепенно сменяются разновозрастными турбидитами (силинская, журавлевская свиты и турбидиты ключевской свиты). При этом экзотические глыбы позднепалеозойских и раннемезозойских известняков и кремней в направлении к осевой линии постепенно исчезают и, напротив, в разрезе берриас-валанжинских алевролитов и алевроаргиллитов появляются слои и линзы кремней, а в отдельных случаях и лавы конседиментационных базальтов. Здесь же наблюдаются горизонты эндолистостромов-алевролитов с разлинзованными прослоями ("гидробудинами"), обломками и глыбами песчаников, представляющих собой результат конседиментационных оползневых явлений [14]. Важной особенностью этой формационной разновидности берриас-валанжинского разреза является высокая скорость лавинной седиментации - около 500 м/млн лет [13], которая в этот период времени соответствовала максимальной из известных в

настоящее время [33]. Суммарная мощность этой части разреза берриас-валанжинских отложений оценивается в 6-7 км.

Приведенная характеристика латерального ряда берриас-валанжинских отложений может интерпретироваться как следствие смены прибрежно-морских и мелководных условий осадконакопления к более глубоководным и рифтогенным в направлении к осевой линии РГ.

Латеральный ряд берриас-валанжинских терригенных отложений в направлении к оси РГ, в свою очередь, последовательно наращивается готерив-барремскими, аптскими, а затем и альбскими отложениями, которые сосредоточены в осевой зоне РГ, с концентрацией непосредственно вдоль его оси изолированных "пятен" средне-позднеальбских терригенных (лужинская свита) и вулканогенно-терригенных (бурматовская свита) отложений, насыщенных остатками фауны тригоний (см.рис.1).

Согласно В.В.Голозубову [13], характерной особенностью готерив-альбской части разреза является значительная роль песчанниковой составляющей и наличие многочисленных горизонтов двух- и трех-компонентного флиша. Разрез состоит из четырех мегаритмов ( в основании которых доминируют песчаники, а в кровле - алевролиты), мощностью 1,5-3 тыс.м, состоящих из ритмов более высокого порядка. Накоплен этих толщ происходило, по-видимому, скачкообразно, о чем свидетельствуют часто наблюдаемые следы внутрiformационных размывов в основаниях ритмов. В частности, песчаники часто содержат включения дресвы и мелкого щебня алевролитов, составляющих до 10-15% объема пород в основаниях ритмов. Эти включения представляют собой фрагменты кровли предшествовавших ритмослоев, успевших литифицироваться в степени, достаточной для дробления и попадания в породы вышележащих уровней. Вероятно, наличием таких достаточно продолжительных перерывов можно объяснить значительно меньшую (чем в берриас-валанжине) среднюю скорость седиментации, составляющую здесь около 250 м/млн лет.

Готерив-альбский отрезок времени характеризуется относительно неизменной средней скоростью лавинной седиментации. Мощность отложений готерива и баррема (12 млн лет) составляет около 3 000 м, апта (6 млн лет) - 1 500 м, а в наиболее продолжительное альбское время (15,5 млн лет) накопилось около 4 000 м [14] осадков.

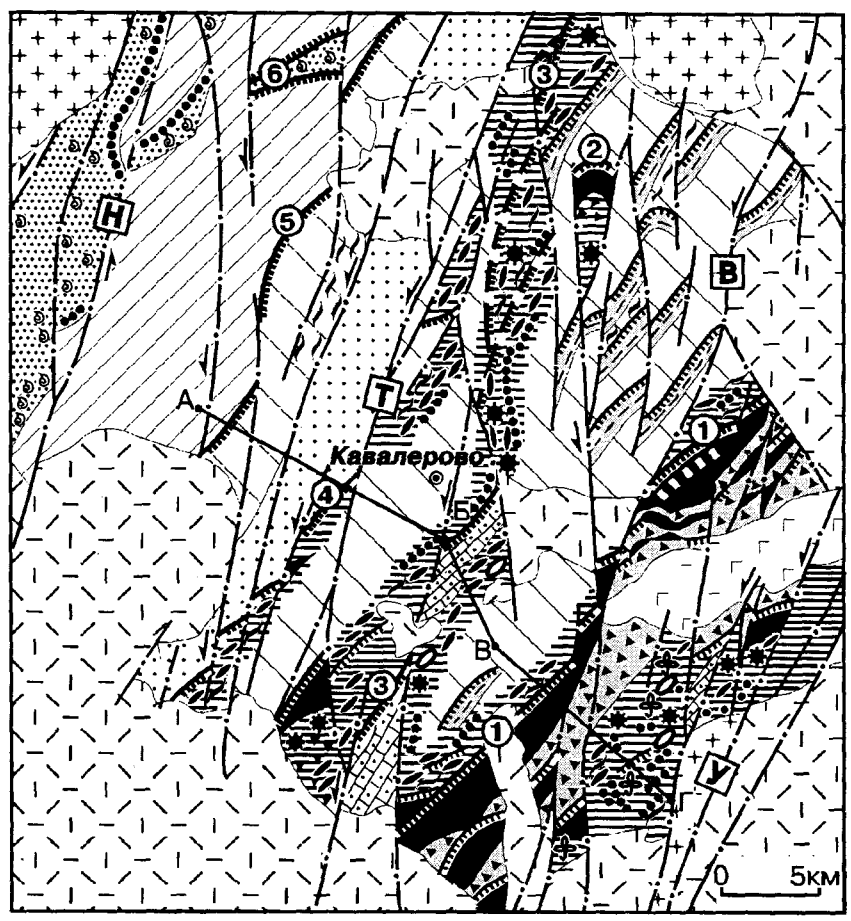
Другой важной особенностью РГ, также отражающей зеркальную симметрию строения его крыльев, является встречная (от бортов к оси РГ) вергентность складок и противоположное (на СЗ под Восточно-Ханкайскую и ЮВ под Прибрежную ГАС) падение чешуйчато-надвиговых сместителей. Особенно

четко эта закономерность проявлена в зонах непосредственного сочленения рифто-грабена с ГАС. Здесь, в результате чешуйчато-надвигового скупивания коры континентального и океанического типов сформированы структуры, по своим характеристикам отвечающие понятию аккреционных призм. Выполняя роль связующих звеньев между горстовыми и межгорстовыми (грабеновыми) структурами, аккреционные призмы отражают генетическую взаимосвязь и геодинамические условия развития последних. В обрамлении Приморского РГ выделяются Восточно- и Центрально-Сихотэ-Алинская аккреционные призмы (АП)(см.рис.1,2).

**Восточно-Сихотэ-Алинская АП** сформирована в зоне сочленения Приморского грабена и Прибрежного горста и ранее была выделена как Сихотэ-Алинская надвиговая зона [57,59]. Прослеживаясь от Центрального разлома через Кавалеровский и Дальнегорский районы в СВ направлении, не менее чем на 600 км, она на многих участках перекрыта поздне меловым вулканогенным чехлом (см.рис.1). Четких границ АП не имеет, так как в процессы однопланового чешуирования с падением сместителей преимущественно на ЮВ и вергентностью складок на СЗ с разной интенсивностью вовлечены как позднепалеозойско-раннемезозойские образования Прибрежного горста, так и практически весь примыкающий к горсту латеральный ряд меловых отложений РГ до его оси.

Наиболее детально Восточно-Сихотэ-Алинская АП изучена в ее центральной части в Кавалеровском рудном районе (рис.5). Здесь широкое развитие получили чешуйчатые надвиги, которые под углом 25-60° систематически падают на ЮВ. Надвиги часто группируются и образуют надвиговые зоны, по которым надвинуты друг на друга крупные чешуи, сложенные образованиями разного возраста и состава. В одних случаях надвиговые зоны являются границами между терригенными отложениями раннемелового разреза, в других - по ним на нижнемеловые терригенные отложения надвинуты позднепалеозойско-раннемезозойские образования океанического типа и почти во всех случаях надвиговые зоны контролируют развитие микститов.

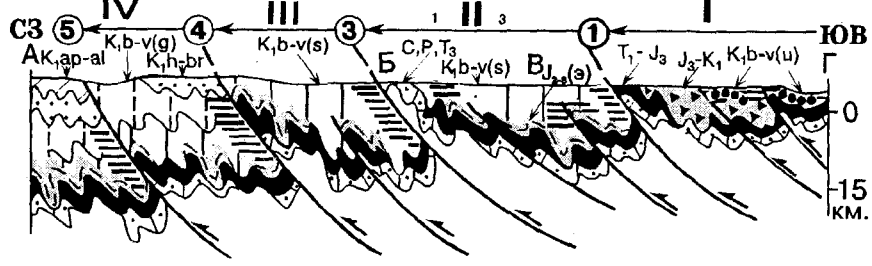
Надвинутые на меловые терригенные отложения позднепалеозойско-раннемезозойские образования океанического типа, слагая фронтальные края некоторых крупных и мелких чешуй, в ЮВ направлении стратиграфически наращиваются верхнеюрско-раннемеловыми и раннемеловыми отложениями континентального типа. Наиболее полный стратиграфический разрез установлен в пределах Горбушинской чешуи, надвинутой на Силинскую (см.рис.5).



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

Рис. 5. Строение юго-западного фланга Восточно-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (составлено по материалам геолого-съёмочных отчетов А.И.Бураго (1967 г.), А.Н.Матюнина (1986 г.), Я.В.Каменского (1990 г.) и др.).

Схематический разрез по линии А-Б-В-Г



1 - палеоценовые базальты; 2-3 - позднемиеловые вулканы (2) и гранитоидные плутоны (3); 4 - средне-позднеальбские алевриты, песчаники, кремнекlastические гравелиты, конгломераты (лужнинская свита); 5-6 - апт-альбские (5) и готерив-барремские (6) песчаники, алевриты, флишоиды; 7-8\* - берриас-валанжинские турбидиты; 7 - алевриты, песчаники, флишоиды, прослой кремнистых алевритов и кремней с радиоляриями (журавлевская и ключевская свиты); 8 - алевриты, песчаники, флишоиды, прослой кремней (силинская свита); 9 - берриас-валанжинские грубообломочные фацции: олистостромовые толщи с олистолитами и пластинами кремней и толщи переслаивания конгломератов, гравелитов, грубозернистых гравийных песчаников и алевритов с остатками неокомской флоры (устиновская толща и ее аналоги в силинской свите); 10-12 - обнаруженные в зонах олистостром крупные глыбы и пластины карбон-пермских, средне-верхнетриасовых известняков и поздне триасовых песчаников (10), кремней и известняков, не охарактеризованных фауной (11), слои конгломератов с галькой преимущественно кремней (12); 13 - средне-позднеюрские кремни, кремнистые туффиты, базальты (эрдагоуская свита); 14-16 - горбушинская серия: 14 - верхнеюрские-раннемеловые аркозовые песчаники с горизонтами кремнекlastических осадочных брекчий (верхняя тёрригенная толща горбушинской серии), 15 - нижнетриасовые-верхнеюрские кремни (нижняя кремнистая толща горбушинской серии), 16 - лежащие на базальтах триасовые известняки, подстилающие триасово-юрские кремни; 17 - карбон-пермские известняки, кремни, с которыми пространственно ассоциируют песчаники и алевриты верхнего триаса норийского яруса с фауной монотид; 18 - зоны тектонического будинача; 19 - зоны конседиментационных надвигов: Горбушинско-Высокогорская (1), Силинская (2), Кавалеровская (3), Рудная (4), Перевальнинская (5), Ключа Болотного (6); 20 - свдвиговые зоны: Высокогорская (Устиновская)(У), Восточная (В), Темногорская (Фурмановская)(Т), Новогорская (Н); 21 - остатки средне-позднеальбской фауны и неокомской флоры; 22 - конседиментационные надвиговые чешуи: I - Горбушинская, II - Силинская, III - Кавалеровская, IV - Перевальнинская (порядок цифр и стрелки отражают направленность последовательности конседиментационного воздымания чешуи и замыкания раннемелового бассейна осадконакопления).

\*Здесь и в следующих рисунках левая сторона - условные обозначения плана, правая - разреза.



Здесь с СЗ на ЮВ (снизу вверх) наблюдается следующий стратиграфический разрез. В основании разреза на надвиговом сместителе Горбушинско-Высокогорской надвиговой зоны размещен горизонт пористых базальтов, на которых залегает пачка средне-верхнетриасовых известняков (мощность до 300 м), перекрытых кремневой толщей (нижняя часть горбушинской серии). При относительно небольшой стратиграфической мощности (50-70 м) толща кремней содержит микрофауну триаса и юры (по титон включительно)[5,8]. Толща обычно сильно чешуирована, поэтому многократно повторена в разрезе, чем объясняется увеличение мощности кремней до 600-700 м. Толща кремней, в свою очередь, согласно перекрывается толщей аркозовых песчаников (мощность до 700 м), содержащих угловатые включения кремнисто-глинистых сланцев, кремней и известняков (верхняя часть горбушинской серии). Возраст толщи определяется как позднеюрский-раннемеловой или берриас-валанжинский [5]. Выше песчаниковой толщи залегает устиновская толща (аналог таухинской свиты) терригенных образований берриас-валанжина, мощность которой превышает 500 м. Для толщи характерно переслаивание грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники) с горизонтами аркозовых песчаников и алевролитов, в которых обнаружены обильные остатки берриас-валанжинской флоры, а также остатки берриас-валанжинских груборебристых пелелипод-тригонийд и других двустворок. Венчается устиновская толща микститами-алевролитами, содержащими мелкие включения и глыбы песчаников, кремней, известняков и базальтов средне-верхнего триаса, а также глыбы и пластины палеозойских известняков и базальтов, верхнепермских кремней и аркозовых песчаников среднего и верхнего триаса. Берриас-валанжинские, как и подстилающие их триас-юрские образования, по всему разрезу значительно расчешуированы, однако надвиги осложняют, но, на наш взгляд, принципиально не нарушают стратиграфический характер наращивания разреза в ЮВ направлении от образований океанического типа к континентальным, включая и грубообломочную устиновскую толщу.

Силинская чешуя надвинута на Кавалеровскую по одноименной надвиговой зоне (см.рис 5). В пределах ее фронтального края вдоль Кавалеровской надвиговой зоны сконцентрированы пластины и крупные глыбы, сложенные известняками карбона, перми, песчаниками и алевролитами верхнего триаса, норийского яруса, триас-юрскими кремнями. Здесь также широко развиты микститы, идентичные микститам устиновской толщи, в том числе и олигостромового типа. В остальной части Силин-

ская чешуя сложена в основном берриас-валанжинскими турбидитами силинской свиты, разрез которой в связи с чешуированием многократно повторяется (см.рис.5). Причем в основании разреза повсеместно наблюдается маломощная толща (эрдагоусская свита, возраст - средняя-поздняя юра), сложенная (снизу вверх) базальтами (до 120 м) и пестроцветными кремнями (до 50 м), которые к ЮВ согласно наращиваются берриас-валанжинскими турбидитами силинской свиты.

В свою очередь разрез берриас-валанжинских турбидитов (журавлевская свита), которыми сложен фронтальный край Перевальненской чешуи, наращивается также к ЮВ, но уже турбидитами готерив-баррема (см.рис.5).

Таким образом, на фоне прерывисто-непрерывного регионального наращивания нижнемеловых терригенных отложений в СЗ направлении, в пределах отдельных чешуй аккреционной призмы разрез наращиваются в обратном, ЮВ направлении. Как региональные, так и локальные закономерности стратиграфического наращивания разрезов и изменение фациальных обстановок по латерали объясняются тектоническими особенностями формирования Восточно-Сихотэ-Алинской АП в целом и ее чешуй в отдельности.

Региональная закономерность обусловлена последовательным с ЮВ на СЗ конседиментационным воздыманием чешуй с разрастанием в этом направлении Прибрежного горста - главного источника сноса терригенных осадков, что, естественно, обусловило и продвижение фронта терригенного осадконакопления в СЗ направлении. Более детально развитие этого процесса представляется следующим образом.

Наличие в Прибрежной ГАС фрагментов пород древнего облика (гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы) свидетельствуют о значительном воздымании и последующем глубоком размыве этого поднятия, основная часть которого, по видимому, как отмечено выше, находилась юго-восточнее ныне существующей береговой линии. В результате поднятия и размыва горста к северо-западу от него, где в триасе и юре формировались образования океанического типа (нижняя часть горбушинской серии), в конце поздней юры начали поступать большие объемы аркозов, которые в пределах Горбушинской чешуи перекрывали триас-юрские кремни. Фронтальный край Горбушинской чешуи, выступая над уровнем моря, выполнял роль барьера на пути продвижения продуктов размыва горста еще далее на северо-запад. Поэтому к северо-западу от этого барьера условия формирования кремнистых образований без значительных терригенных примесей могли сохраниться более длительное время. Во всяком случае,

такой структурной обстановкой можно объяснить тот факт, что в пределы Силинской чешуи аркоз поступали в относительно небольших объемах и здесь доминировало формирование аргиллитов, алевролитов и флишоидов, согласно перекрывающих базальтово-кремнистые образования эрдагоусской толщи (средняя - поздняя юра).

В берриас-валанжинское время Прибрежный горст и пригорстовая Горбушинская чешуя продолжали воздыматься с образованием здесь мелководных и прибрежно-морских условий осадконакопления, что привело к формированию отложений, в которых большая доля принадлежит микститам (таухинская свита, устиновская толща). Отложения насыщены остатками берриас-валанжинской фауны и неокомской флоры, которые поступали с близрасположенных берегов. По мере удаления от источника сноса в СЗ направлении грубообломочные фации берриас-валанжинских отложений сменяются однообразными турбидитами (силинская, журавлевская свиты). При этом экзотические глыбы и мелкие обломки позднепалеозойских и раннемезозойских известняков и кремней постепенно исчезают и, напротив, в турбидитах силинской и, особенно, в наиболее удаленной от Прибрежного горста журавлевской свите появляются слои и линзы кремней, а также лавы конседиментационных базальтов, свидетельствующие о том, что синхронно с поступлением больших объемов терригенного материала здесь и в берриасе-валанжине периодически продолжалось растяжение (угнетенный рифтогенез) основания меловых отложений с излиянием базальтовых лав и формированием маломощных кремневых слоев и линз.

В готериве, в результате последовательного конседиментационного воздымания Горбушинской, Силинской и Кавалеровской чешуй произошла очередная латеральная миграция области терригенного осадконакопления и наращивание мелового разреза в СЗ направлении. Причем, готерив-барремские терригенные отложения вблизи области размыва (Дубровская чешуя) согласно перекрыли берриас-валанжинские также терригенные отложения (журавлевская свита), а в осевой зоне рифто-грабена они на многих участках, возможно, отлагались на образованиях океанического типа (контакт осложнен тектоническим срывом), датированных поздней юрой-берриасом (колумбинская толща).

Есть основание считать, что последовательным воздыманием чешуй объясняется не только латеральная миграция области терригенного осадконакопления с закономерным изменением фациальных обстановок, но и лавинный характер седиментации. Скачкообразная седиментация и флишоидный характер накопления раннемеловых толщ, по-видимому, обусловлены

импульсным воздыманием чешуй, иногда со значительной амплитудой, что обеспечило не только фациальную неоднородность разновозрастных образований по латерали, но и появление среди турбидитовых отложений горизонтов конгломератов с хорошо окатанной галькой разного состава и крупнозернистых песчаников с обломками пород, как осадочных (алевролитов, кремней, редко - известняков), так и изверженных и метаморфических.

В локальных (в пределах отдельных чешуй) закономерностях стратиграфического наращивания разрезов большую роль, по-видимому, играли листрические (выползающие с глубиной) надвиги. Например, наращивание стратиграфического разреза в ЮВ направлении и ряд особенностей фациального разнообразия меловых терригенных отложений Горбушинской чешуи можно объяснить с позиций ее конседиментационного воздымания по Горбушинско-Высокогорской надвиговой зоне, если последняя является листрической. В этом случае воздымание фронтального края чешуи доминировало над ее тыловой частью. В результате происходил перекося чешуи, что приводило к наклону дна палеобассейна на ЮВ и конседиментационному оползанию пластических осадков с брекчированием литифицированных слоев. Проявление этого процесса отражено в строении толщи позднеюрских-берриас-валанжинских аркозовых песчаников (верхняя часть горбушинской серии), в составе которых, как отмечалось выше, наблюдаются многочисленные линзы и прослои кремнекlastических дресвяников и осадочных брекчий.

Перекося чешуи мог привести к трансформации первичного горизонтально-слоистого стратифицированного разреза в моноклираль, в которой, несмотря на наложенные опрокинутые на СЗ складки высоких порядков, в целом наблюдается латеральное наращивание разреза с СЗ на ЮВ (см. рис. 5). Доминирующее воздымание фронтальной кромки Горбушинской чешуи привело к формированию вначале подводного, а затем и островного линейного выступа, сложенного позднепалеозойско-раннемезозойскими образованиями. Длительно воздымавшийся выступ фундамента меловых отложений, разрушаясь, служил источником формирования конгломератов и сноса экзотических глыб берриас-валанжинских микститов, в том числе и олисто-стромового типа. Микститы, сформированные вдоль нависающего края Горбушинско-Высокогорской надвиговой зоны, в дальнейшем оказались почти полностью перекрытыми надвигающимися пластинами триас-юрских кремней. В свою очередь, тыловой хаотический комплекс, (представлен устиновской толщей), содержащий в своем составе конгломераты, крупные экзотические глыбы и олистолиды, мог

формироваться также и за счет разрушения фронтальной кромки чешуи, расположенной юго-восточнее Горбушинской и надвигавшейся на последнюю.

Отгороженный в раннем мелу островным линейным выступом от обширной северной акватории Горбушинский тыловой палеобассейн характеризовался мелководными и прибрежно-морскими условиями осадконакопления. Это подтверждается наличием здесь грубообломочных фаций (устиновская толща) и высокой концентрацией остатков берриас-валанжинской фауны и, прежде всего, груборебристых пелеципод-тригоний, а также неокомской флоры, поступающей с близрасположенных берегов. Особенно обильные захоронения остатков хорошей сохранности флоры наблюдаются в слоях и линзах алевролитов среди грубообломочных отложений устиновской толщи. Можно предположить, что Горбушинский мелководный и хорошо прогреваемый тыловой палеобассейн был благоприятным для развития берриас-валанжинских груборебристых пелеципод-тригоний, а также неокомитид, экзогир и других фаунистических форм, сходных с представителями фауны средиземноморской палеогеографической области и отличной от обитавших севернее бореальных организмов фауны, преимущественно бухий, которыми охарактеризованы берриас-валанжинские турбидиты силинской и журавлевской свит. Кроме того, необходимо учитывать, что южная окраина Приморского палеобассейна до сокращения его ширины при сжатии в процессе смещения вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига находилась значительно южнее своего нынешнего положения, что также может объяснить наличие здесь остатков теплолюбивой фауны, отличной от фауны северного борта палеобассейна.

Несмотря на локальные осложнения, региональное прерывисто-непрерывное стратиграфическое наращивание разреза от Прибрежного горста к оси Приморского рифто-грабена просматривается достаточно отчетливо. Все члены этого разреза от позднемюрских, согласно наращивающих триас-юрские кремни пригорстовой зоны, до берриас-валанжинских, а затем и до апт-альбских образований осевой зоны РГ связаны между собой не только достаточно строгой возрастной последовательностью их формирования, но и прослеживающейся через весь разрез с ЮВ на СЗ закономерностью фациальных изменений в этом направлении. Безусловно, первичный меловой бассейн осадконакопления занимал обширное пространство, а современное компактное положение раннемеловых отложений было обеспечено их последовательным тектоническим сучиванием в результате зна-

чительных горизонтальных смещений вдоль сдвигов. Однако нельзя согласиться с тем, что разные члены этого единого разреза формировались разобщенно и независимо друг от друга в разных геодинамических обстановках [14]. Авторы обсуждаемой модели считают, что горбушинская, устиновская и силинская свиты, слагающие Таухинский террейн, были сформированы в субдукционной обстановке, а затем, переместившись вдоль сдвигов на тысячи километров, в готерив-альбе причленились к верхней части раннемелового разреза – Журавлевскому террейну, сформированному в обстановке трансформной окраины. При этом субдукционные гранитоиды, родственные Таухинской аккреционной призме, остались на месте их формирования (Юго-Восточный Китай, Корея). Кроме того, авторы этой модели считают, что Таухинский террейн, сформировавшийся в результате северо-западной субдукции океанической плиты под континент, вначале характеризовался соответственно и северо-западным падением конседиментационных чешуйчатых поддвигов и сопровождающих их олистостромовых толщ. Существующее ныне обратное юго-восточное падение этих структурных элементов связывается с перемещением Таухинского террейна вдоль сдвигов. Столь радикальное перерождение структуры Таухинского террейна трудно представить, во всяком случае, без проведения специальных детальных структурно-геодинамических исследований, направленных на поиски фрагментов первичных дислокаций. В противном случае создается впечатление, что авторы пошли на это сложное построение не на основе существующих фактов, а под давлением требований плитной тектоники и, в частности, из желания объяснить формирование аккреционной призмы не иначе, как механизмом субдукции океанической плиты под Азиатский континент.

Проведенный анализ позволяет считать, что формирование Восточно-Сихотэ-Алинской АП, началось, по-видимому, не позднее поздней юры и происходило в течение всего раннего мела, мигрируя в поперечном направлении с юго-востока на северо-запад до осевой зоны Приморского палеобассейна. Установлено, что в завершающие этапы этого процесса в чешуирование были вовлечены также и апт-альбские турбидиты, размещенные вдоль осевой линии раннемелового бассейна [58]. Здесь на протяжении 15 км в цокольной террасе верховья р.Кемы и ее притоков наблюдается устойчивая северо-западная вергентность складок и юго-восточное падение системы надвиговых сместителей (рис.6).

**Центрально-Сихотэ-Алинская АП**  
сформирована вдоль северо-западного борта Приморского РГ в зоне его сочленения с Восточно-

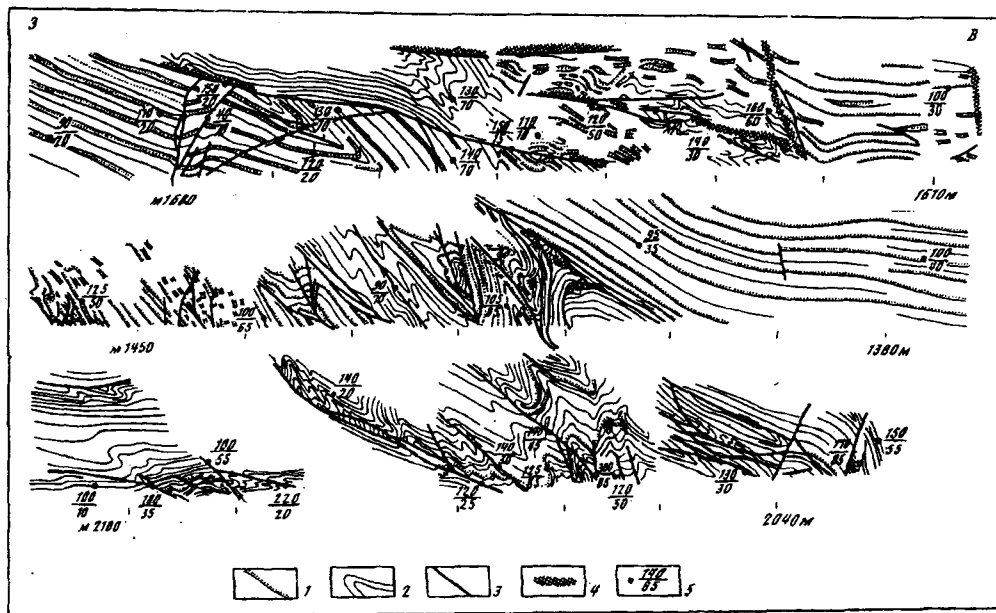


Рис. 6. Фрагмент строения северо-восточного фланга Восточно-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (зарисовка цокольных террас верховья р.Кемы, по [57]).

1-2 - прослойки песчаников (1) и алевролитов (2) турбидитов апт-альба; 3 - тектонические срывы (надвиги); 4 - зоны миленитов; 5 - замеры залегания слоев и тектонических сместителей (числитель - азимут падения, знаменатель - угол падения).

Ханкайской ГАС (Аньюйским горстом)(см.рис.1,2). Она также как и Восточно-Сихотэ-Алинская АП не имеет четких границ и прослеживается от Центрального Сихотэ-Алинского сдвига в направлении СВ 45° не менее чем на 500 км. Для нее, в отличие от Восточно-Сихотэ-Алинской АП, характерна не СЗ, а ЮВ вергентность складок и не ЮВ, а СЗ падение системы чешуйчатых надвигов. При этом разрез меловых отложений от берриас-валанжина до апт-альба наращивается по латерали в ЮВ направлении к осевой линии РГ, т.е. зеркально-симметрично по отношению к латеральному наращиванию такого же разреза в Восточно-Сихотэ-Алинской АП. Установленную здесь закономерность, когда при общем наращивании мелового разреза на ЮВ слои систематически падают на СЗ, М.В.Мартынюк [39] назвал структурным парадоксом. Особенно детально изучен юго-западный фланг Центрально-Сихотэ-Алинской АП на участке, где он срезан Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом (рис.7). Здесь по отношению к Восточно-Сихотэ-Алинской АП, детально охарактеризованной на примере Кавалеровского района (см.рис.5), также наблюдается полная зеркальная симметрия в структурном, вещественном отношениях и времени развития. Отметим главные детали зеркально-симметричного сходства противоположных бортов Приморского РГ.

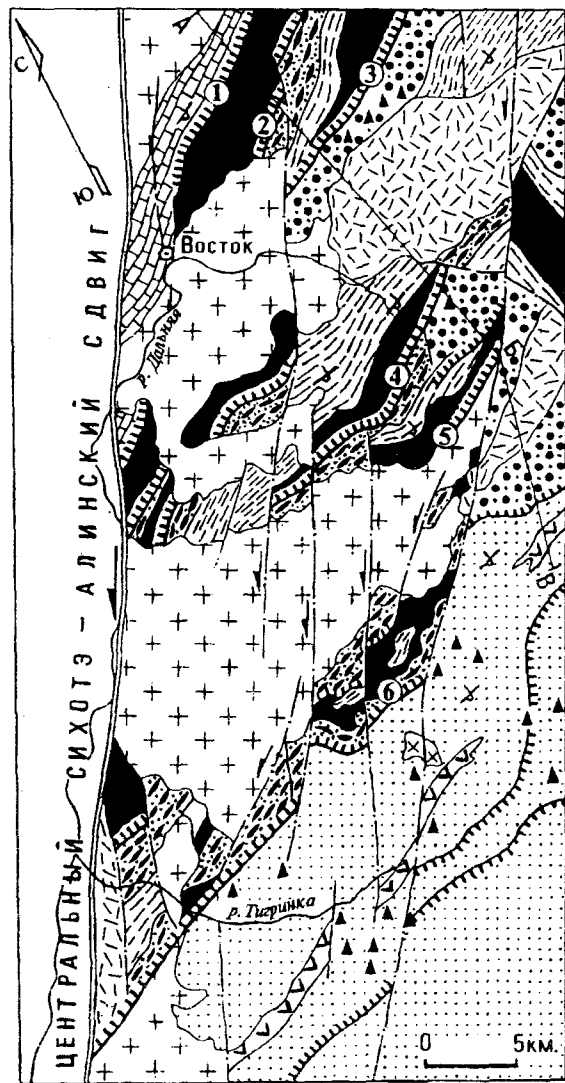
Все без исключения геологи, картировавшие этот район (Надежкин В.И., Никогосян В.А., Кочкин В.М., Амельченко Г.Л. и др.) указывали на сходство установленного здесь триас-юрского разреза с горбушинской серией Кавалерово-Дальнегорского района. Согласно результатам картирования южной части района (Амельченко Г.Л. и др., 1990 г.) здесь за

счет тектонического чешуирования многократно повторяется следующий разрез триас-юрских образований (см.рис.7). Внизу разреза размещена кремнистая толща, которая состоит из кремней, глинистых кремней с прослойками кремнистых аргиллитов. Между этими разновидностями пород наблюдаются согласные взаимоотношения и постепенные переходы. Они составляют единый ритм с регрессивным циклом осадконакопления, развитие которого шло от наиболее (относительно) древних кремнистых пород к более молодым - кремнисто-терригенным. Благодаря многочисленным находкам радиолярий и конодонтов возраст толщи определен как триас-юра. За нижнюю возрастную границу принят ранний триас, т.к. в неполном разрезе кремней, без его нижней части, присутствуют конодонты пограничных слоев оленека и анизия. Верхняя возрастная граница толщи определяется находками в кремнях радиолярий средней части поздней юры. Из описания многократно повторяющегося разреза кремнистой толщи вытекает общая закономерность, согласно которой снизу вверх уменьшается "кремнистость" осадков и увеличивается их "глинистость", точно также изменяется и видовой состав микрофауны. В кремнистой части разреза присутствуют в основном триасовые виды, а в глинистой - юрские.

Кремнистая толща района по составу пород, объему, характеру напластования и возрасту органических остатков сопоставима с нижней кремнистой частью горбушинской серии Кавалерово-Дальнегорского района. Выше кремнистой толщи согласно залегает песчаниковая толща, которая неразрывно связана с кремнистой толщей и, в свою очередь, по своему внешнему облику очень сходна с

верхней терригенной частью разреза горбушинской серии. Здесь, как и в верхней части горбушинской серии наблюдаются горизонты конседиментационных кремнистых брекчий с остроугольной формой обломков, сложенных кремнистыми алевролитами и глинистыми кремнями. Возраст толщи устанавливается на основании находок радиолярий, возраст которых, по заключению Л.М.Олейник, характерен для поздней юры. Г.Л.Амельченко (1990г.) допускает, что верхи полного разреза песчаниковой толщи, как и в горбушинской серии, могут иметь раннеберриасский возраст.

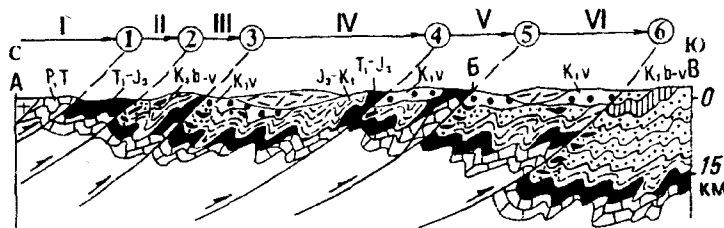
В составе песчаниковой толщи редко наблюдаются маломощные горизонты и линзы микститов. Основная же часть микститов расположена выше песчаниковой толщи, согласно перекрывая последнюю, хотя чаще контакты между ними сорваны. На этом же уровне и выше во многих случаях закартированы терригенные отложения, в которых большая доля принадлежит гравелитам и конгломератам (ключевская свита). Перекрывающие песчаниковую толщу поздней юры микститы сопоставимы с грубообломочными берриас-валан-



- 1 - берриас-валанжинские турбидиты: алевролиты, песчаники, пачки флишoidного переслаивания (аналог силинской и журавлевской свит), 2 - сингенетичные флишoidному осадконакоплению базальтоиды; 3-4 - берриас-валанжинские грубообломочные фации: валанжинские (3) конгломераты, песчаники, алевролиты (ключевская свита), берриас-валанжинские (4) микститы (аналог устиновской толщи) - аркозовые песчаники и алевролиты, содержащие прослои и линзы конгломератов, а также насыщенные олистолитами и олистоплаками кремней; 5-6 - аналоги горбушинской серии: 5 - позднелюрские-раннемеловые песчаники и алевролиты, связанные постепенным переходом с нижележащими кремнистыми породами, горизонты кремнекластических осадочных брекчий (аналог верхней терригенной части горбушинской серии), 6 - триасово-юрские кремни, глинистые кремни, фтаниты (аналог нижней кремнистой части горбушинской серии); 7 - татибинская толща: верхнепермские и триасовые песчаники, яшмы, кремни, известняки, алевролиты, спидиты, андезиты и горизонты микститов; 8-9 - позднесальбский (8) плутонический (граниты, адаметиты) и сеноман-туронский (9) вулканоплутонический (андезиты, дациты, монцодиориты, гранодиориты) комплексы; 10 - позднелюрские-раннемеловые конседиментационные надвиги и надвиговые зоны: 1 - Восток-2, 2 - Валунная, 3 - Лагерная, 4 - Северная, 5 - Водораздельная, 6 - Тигринкинская; 11 - Центральный Сихотэ-Алинский и сопутствующие его развитию более мелкие левые сдвиги; 12 - места находок остатков берриас-валанжинской фауны (преимущественно бухий); 13 - доминирующее направление опрокидывания изоклинальных складок; 14 - конседиментационные надвиговые чешуи: I - Восток-2, II - Валунная, III - Лагерная, IV - Северная, V - Водораздельная, VI - Тигринкинская (порядок цифр отражает направление последовательности конседиментационного воздымания чешуй и замыкания раннемелового бассейна осадконакопления).

Рис.7. Строение юго-западного фланга Центрально-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (бассейн рек Дальней и Тигринки). Составлено по материалам геолого-съёмочных отчетов Г.Л.Амельченко (1990 г.), В.А.Никогосяна (1966 г.), В.М.Кочкина (1966 г.) и др.

Схематический разрез по линии А-Б-В



жинскими отложениями устиновской толщи Кавалеровского района. И не случайно, что часть из этих образований сопоставлялась (В.И.Надежкин, 1972 г. и др.) с таухинской свитой Прибрежной СФЗ.

Примечательно, что приведенный стратиграфический разрез полностью или частично повторяется в каждой из многочисленных чешуй (см.рис.7). Здесь, как и в Кавалеровско-Дальнегорском районе фронтальные края чешуй в большинстве случаев сложены триас-юрскими кремнями, которые по латерали к северо-западу стратиграфически наращиваются песчаниками поздней юры, а те, в свою очередь, грубообломочными фациями берриас-валанжина. Таким образом, как и в Восточно-Сихотэ-Алинской АП, здесь также на фоне регионального направления наращивания разреза, в пределах отдельных чешуй аккреционной призмы разрезы по латерали наращиваются в обратном направлении. Эта же закономерность наблюдается и на СЗ фланге Центрально-Сихотэ-Алинской АП (см.рис.4).

Региональная закономерность выражена в том, что на северо-западе в центральной части Анойского горста (синформы) размещены фрагменты кристаллических образований древнего облика (Хорский клин и Анойский выступ). К юго-востоку широкое развитие получили палеозойско-триасовые, а затем триасово-юрские преимущественно кремнисто-терригенные образования, которые еще далее к юго-востоку наращиваются турбидитами раннего мела. В этом же направлении происходит латеральное наращивание раннемелового разреза и смена фациальных обстановок отложений этого возраста. Так в зоне развития чешуй, сложенных триас-юрскими кремнями, наблюдаются берриас-валанжинские грубообломочные (в том числе и олистостромовые) фации. К юго-востоку они сменяются одновозрастными турбидитами (аналоги журавлевской и силинской свит), характеризованными многочисленными остатками бухий, захоронения которых сосредоточены, прежде всего, вблизи распространения выходов конседиментационных тел базальтоидов. Кроме базальтоидов в турбидитовом разрезе отложений берриас-валанжина наблюдаются протяженные на десятки километров горизонты кремнисто-глинистых сланцев, которые совместно с базальтоидами свидетельствуют об эпизодах угнетенного рифтогенеза фундамента меловых терригенных отложений. Турбидиты берриас-валанжина в юго-восточном направлении, в свою очередь, последовательно наращиваются терригенными отложениями готерив-баррема, а затем и апт-альба, которые сосредоточены в осевой зоне Приморского РГ. В этом прерывисто-непрерывном латеральном наращивании мелового разреза наблюдаются и осложнения, связанные с выходами фундамента меловых отложений. Так в

приосевой части Приморского РГ вдоль юго-восточной границы распространения готерив-барремских турбидитов выходит на поверхность колумбинская толща (аналог эрдагоуской толщи), которая в виде узкой полосы в северо-восточном направлении закартирована на протяжении 150 км [58] и в своем составе содержит образования океанического типа, охарактеризованные средне-позднеюрской микрофауной. Этими образованиями сложен фронтальный край тектонической чешуи, которая надвинута по системе падающих на СЗ сместителей. Надвигание было конседиментационным и происходило в апт-альбе, поэтому вдоль нависающего края чешуи на всем ее протяжении получила развитие толща микститов (в том числе и олистостромового типа), обильно насыщенная остатками апт-альбских ауцеллин.

Таким образом, сравнивая строение и латеральную направленность наращивания разреза противоположных бортов Приморского РГ, как и изменения фациальных обстановок в направлении осевой линии РГ, мы приходим к выводу, что встречное конседиментационное наращивание по латерали Восточно-Сихотэ-Алинской и Центрально-Сихотэ-Алинской АП привело в конце альба к замыканию Приморского мелового бассейна осадконакопления.

**Амурский рифто-грабен** при ширине 100-150 км и протяженности в северо-восточном направлении более чем на 600 км так же как и Приморский компенсирован нижнемеловыми, преимущественно терригенными отложениями (см.рис.1). Вдоль бортов РГ в зонах его сочленения с Восточно-Буреинской и Восточно-Ханкайской ГАС развиты берриас-валанжинские образования, повсеместно насыщенные остатками фауны преимущественно бухий. Берриас-валанжинские флишоидные отложения северо-западного борта Амурского РГ согласно наращивают разрез юры Горинской СФЗ [39]. Взаимоотношения берриас-валанжинских отложений юго-восточного борта грабена с нижележащими образованиями наиболее достоверно установлены на его юго-западном фланге в бассейне р. Улитки (правый приток р. Бикин). Здесь култухинская свита (поздняя юра-берриас) при мощности до 1000 м согласно, с постепенным переходом, залегают на триасово-юрской существенно кремнистой толще и делится на две подсвиты [43]. Нижняя сложена аргиллитами, песчаниками, алевролитами, алевро-песчаниками. Верхняя подсвита представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами. В ее низах наблюдаются прослои и линзы субщелочных базальтоидов.

Стратиграфия послеваланжинских морских отложений Амурского РГ разработана слабо. При общем сходстве нижнемеловых разрезов Амурского

и Приморского бассейнов есть и некоторые различия. В частности, некоторые исследователи [39 и др.] считают, что здесь нет достоверно доказанных готеривско-барремских отложений. Однако согласиться с этим мнением трудно, т.к. здесь за последнее время закартированы турбидиты, в которых обнаружены баррем-альбские ауцеллины [42]. Кроме того, в матрице хабаровского комплекса обнаружены готерив-барремские радиолярии [45 и др.]. Апт-альбская терригенная толща, локализуясь в осевой зоне Амурского РГ, характеризуется резкой фациальной изменчивостью, наличием мощных горизонтов конгломератов с глыбами и валунами, а также редких прослоев кислых туфов и кремнистых пород. В Нижнем Приамурье в осевой зоне РГ установлены наиболее молодые (сеноман-туронские) морские отложения, для которых характерно ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, присутствие пачек туфогенного флиша, а также основных и средних вулканитов, которые иногда ошибочно включаются в состав субаэральных покровов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена [39]. Биостратиграфические исследования Т.Д.Зоновой [21] свидетельствуют о том, что в сеномане Амурский бассейн соединялся с северной частью Хоккайдо-Сахалинского мелового палеобассейна. Между тем, Приморский бассейн к сеноману уже замкнулся, и самые молодые морские отложения датируются здесь средним-поздним альбом.

Важной особенностью Амурского РГ, как и Приморского, является зеркальная симметрия строения его крыльев, выраженная прежде всего в закономерном латеральном наращивании нижнемеловых отложений от бортов, сложенных берриас-валанжинскими отложениями, к осевой линии РГ, где сосредоточены готерив-альбские и сеноман-туронские морские отложения. Иногда эта симметрия нарушается в связи с тем, что на некоторых участках юго-восточного борта РГ сформированы наложенные впадины, компенсированные апт-альбскими образованиями (преимущественно вулканогенными). Другой важной особенностью РГ является его погружение на северо-восток, что объясняет развитие сеноман-туронских морских отложений не на всем протяжении осевой линии РГ, а только на его северо-восточном фланге.

Наращивание разрезов от противоположных бортов Амурского РГ к его оси по аналогии с Приморским рифто-грабеном предполагает и структурную зеркальную симметрию его бортов. К сожалению, Амурский РГ в этом отношении изучен не повсеместно, можно указать лишь на некоторые фрагменты существования вдоль бортов грабена аккреционных призм с встречной (от бортов к оси РГ) вергентностью складок и противоположным (на СЗ под Восточно-Буреинскую и ЮВ под Восточно-

Ханкайскую ГАС) падением чешуйчато-надвиговых сместителей.

*Хабаровско-Комсомольская АП* сформирована вдоль северо-западного борта Амурского РГ в зоне его сочленения с Восточно-Буреинской ГАС (см.рис.1,2). Не имея четких границ, она в направлении СВ 40° прослеживается, в основном, вдоль правого борта р.Амур от устья р.Уссури до Центрального Сихотэ-Алинского разлома не менее чем на 650 км. На всем протяжении АП характеризуется наращиванием разреза по латерали с СЗ на ЮВ. Причем, на противоположных флангах АП берриас-валанжинские терригенные отложения Амурского РГ наращивают разные СФЗ Восточно-Буреинской ГАС (см.рис.1). На северо-восточном фланге они согласно перекрывают юрские кремнисто-терригенные отложения Горинской СФЗ [39]. Причем, в охарактеризованных бухиями берриас-валанжинских отложениях с СЗ на ЮВ уменьшается доля грубообломочных отложений с постепенным их переходом в турбидиты этого же возраста. Обращает на себя внимание то, что СВ фланг Хабаровско-Комсомольской АП по направлению и структурно-фациальным закономерностям наращивания разреза сходен с Центрально-Сихотэ-Алинской АП (см.рис.7). Поэтому есть основание предполагать, что здесь также не позже берриаса получили развитие конседиментационные чешуйчатые надвиги с падением сместителей на СЗ под Восточно-Буреинскую ГАС и юго-восточной вергентностью складок. Закартированные в пределах Горинской СФЗ линзы берриас-валанжинских грубообломочных отложений, по-видимому, как и в Центрально-Сихотэ-Алинской АП (см.рис.4), сформировались вдоль нависающих краев конседиментационных надвигов. Закономерность латерального наращивания разрезов в пределах отдельных чешуй здесь, к сожалению, не изучена.

На юго-восточном фланге Хабаровско-Комсомольской АП раннемеловые турбидиты, компенсирующие Амурский РГ, представлены в виде пакета тектонических чешуй с юго-восточной вергентностью [47]. Формирование этого пакета тектонических чешуй происходило синхронно с седиментацией и связано с надвиганием на Амурский РГ образований Восточно-Буреинской ГАС. В результате конседиментационного надвигания был сформирован так называемый хабаровский комплекс [47], который размещен выше чешуйчатых раннемеловых турбидитов и представляет собой меланж. В меланже в виде включений тектонических линз и пластин обнаруживается все разнообразие пород, которыми представлены Баджальская и Ванданская СФЗ Восточно-Буреинской ГАС: рифовые и мелководные



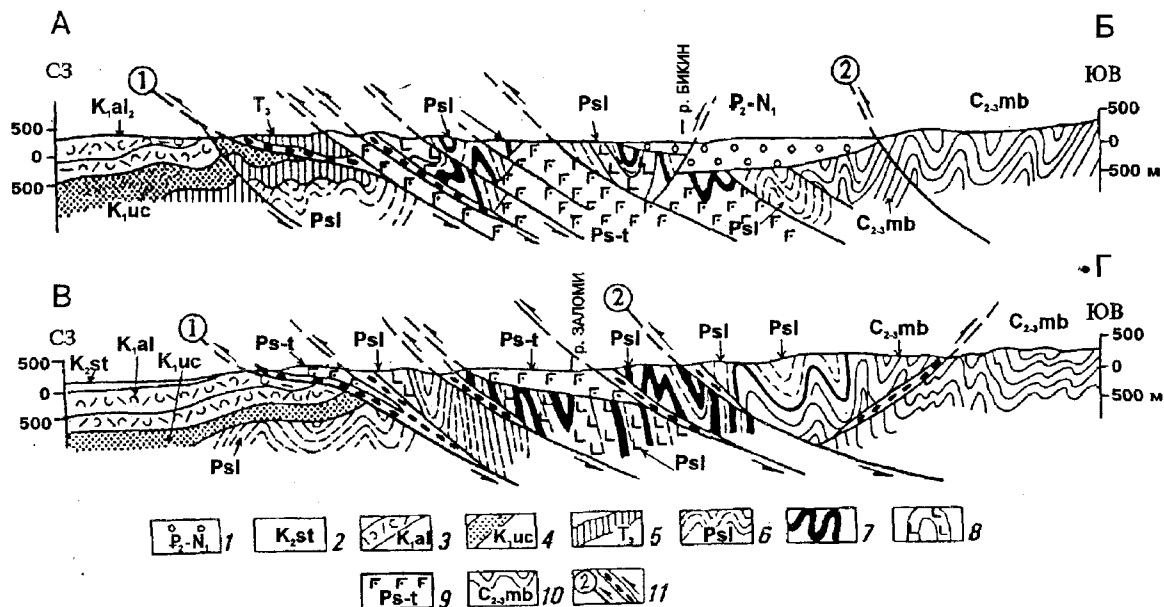


Рис. 8. Фрагменты строения Западно-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (разрезы составлены В.Н.Оковитым (1988 г.) с некоторыми дополнениями автора).

1 - палеоген-неоген (угловская, надеждинская, павловская свиты) - конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты, бурые угли; 2 - поздний мел (столбовская свита) - алевролиты, песчаники, конгломераты, туффиты; 3 - раннемеловой алчанский вулканический комплекс; 4 - ранний мел (уктурская свита) - песчаники, конгломераты, углистые аргиллиты; 5 - поздний триас - песчаники, алевролиты, конгломераты, углистые аргиллиты, туфы кислого состава; 6-8 - лермь (сольдинская толща): песчаники, алевролиты (6); кремни (7), катаклазированные базальты, диабазы (8); 9 - пермский сольдинско-тахалинский базальтоидный комплекс (катаклазированные габбро, габбро-диориты, диабазы, пироксениты, перидотиты, дуниты, серпентиниты); 10 - средне-верхний карбон (момбиосанская толща) - песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 11 - главнейшие надвиги и сопровождающие их милониты и меланж (серпентинитовый, мономиктовый, полимиктовый и обломочный): Олонский (1), Прибрежный (2).

каменноугольные, пермские и верхнетриасовые известняки, триасовые кремни, ранне-среднеюрские кремнисто-глинистые сланцы, основные вулканы, габброиды, метаморфические сланцы и метапесчаники неясного возраста [45,62]. Матриksom меланжа являются рассланцованные породы, главным образом, пелитового состава, среди которых различаются тонкоритмичные турбидиты и мелкообломочная олистострома. В матриксе обнаружены готерив-барремские радиоларии.

Западно-Сихотэ-Алинская АП сформирована вдоль юго-восточного борта Амурского РГ в зоне его сочленения с Восточно-Ханкайской ГАС (см.рис.1,2). Она, как и аккреционные призмы, обрамляющие Приморский РГ, не имеет четких границ и в направлении СВ-40° уверенно прослеживается от среднего течения р.Усури (устье р.Бикин) до Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а к востоку от него представлена чешуируемыми образованиями киселевского комплекса (см.рис.1). В чешуирование вовлечены как позднепалеозойские и триас-юрские образования преимущественно океанического типа, так и меловые, преимущественно

вулканогенно-терригенные отложения. Характер чешуирования этих породных комплексов наиболее детально изучен вдоль северо-западного края Ариадненско-Хорского горста, основные характеристики которого приведены выше (см.рис.3). Остановимся на более детальном описании двух разрезов этого участка, изученных В.Н.Оковитым (1988 г.) в среднем течении р.Бикин и, на наш взгляд, достаточно полно отражающих основные черты строения и развития Западно-Сихотэ-Алинской АП (рис.8).

Здесь закартирована система чешуичатых надвигов, наклонных на ЮВ с вергентностью складок в СЗ направлении. Надвиги, сопровождаемая зонами тектонической глины и меланжа, в том числе и серпентинитового, ограничивают разновозрастные пластины и шарьяжные пакеты. Наиболее крупной является Олонская надвиговая зона, по которой на слабо дислоцированные вулканогенно-терригенные отложения раннего мела надвинут пакет тектонических пластин, сложенных карбон-пермскими и позднетриасовыми образо-

ваниями. Главный сместитель Олонской надвиговой зоны (Олонский надвиг) наклонен на ЮВ (130-150°) под углом 15-45°. В горных выработках вскрыты раздробленные, рассланцованные, окварцованные и лимонитизированные породы, иногда перетертые до состояния тектонических глин. Степень дислокаций нарастает постепенно: трещиноватые породы сменяются рассланцованными, затем плейчатными, раздробленными и, наконец, тонкоперетертыми. Ширина таких участков колеблется от 10-15 м до 1 км и более. В основании Олонского тектонического пакета залегают пластины, сложенные чаще всего поздне триасовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, углистыми аргиллитами. На них или непосредственно на меловые отложения надвинуты пластины, сложенные пермскими песчаниками и алевролитами, иногда переслаивающимися с горизонтами кремней и базальтов. Отдельные пластины сложены пермским базальтоидным комплексом (сольдинско-тахалинским) - катаклазированными габбро, габбродиоритами, диабазами, пироксенитами, перидотитами, дунитами, серпентинитами.

Особый интерес в Олонском тектоническом пакете представляют связанные с надвигами зоны тектонического меланжа, который подразделяется на серпентинитовый, мономиктовый, характеризующийся исключительным или почти исключительным развитием глыб гипербазитов, полимиктовый, сложенный пестрым набором глыб различного состава, но с глинистым цементом. Обломочный тектонический меланж развит, в основном, вдоль тектонического контакта сольдинской (верхняя пермь) и момбиосанской (карбон) толщ.

Олонский тектонический пакет с юго-востока ограничен Прибрежным надвигом (падение на ЮВ 120-140° под углом 40-60°), по которому на большем своем отрезке момбиосанская толща надвинута на сольдинскую. Кроме того по этому же надвигу момбиосанская толща надвинута на образования угловской свиты (палеоген-неоген), в которой вдоль надвига наблюдается опрокидывание угольных пластов на СЗ (см.рис.3,8).

Таким образом, приведенные характеристики разрезов Олонского тектонического пакета однозначно свидетельствуют о том, что на меловые образования Амурского рифто-грабена по системе чешуйчатых надвигов обдуцированы не только континентальные образования триаса и позднего палеозоя, но и фрагменты океанической коры, представленные пермскими базит-гипербазитовыми ассоциациями. Все разнообразие образований континентального и океанического типов, включая и палеозойские кремнистые и базит-гипербазитовые комплексы, судя по отдельным не нарушенным

тектоникой фрагментам, в совокупности отражают первичную стратиграфическую вертикальную неоднородность коры и их скучивание следует рассматривать не столько как результат значительных относительно друг друга латеральных перемещений, а, прежде всего, как следствие надвигания нижних уровней стратиграфических разрезов на верхние.

Есть основание считать, что в истории формирования Западно-Сихотэ-Алинской АП происходило ее латеральное разрастание в северо-западном направлении от границы воздымавшегося Ариадненско-Хорского горста в сторону оси Амурского РГ. Формирование АП началось непосредственно вдоль кромки горста (среднее течение р.Бикин). Здесь в условиях воздымания горста и обрамляющих его чешуй уже в позднем триасе (норий) формировались прибрежноморские фации (песчаники, алевролиты, конгломераты, углистые аргиллиты). В то время как к северо-западу от Ариадненско-Хорского горста, вблизи осевой линии Амурского РГ (район устья р.Бикин) в триасе и на протяжении всего юрского периода на базальтовом плато формировались образования океанического типа (аналоги нижней части Горбушинской серии Восточно-Сихотэ-Алинской АП). И только в конце поздней юры, в результате разрастания АП на СЗ и, естественно, миграции в этом направлении области размыва, здесь также начали формироваться большие объемы терригенных отложений (култухинская свита), перекрывших триас-юрские вулканогенно-карбонатно-кремнистые образования [43].

Необходимо заметить, что в процессе развития Западно-Сихотэ-Алинской АП в условиях сжатия в ее пределах могли формироваться надвиги и с противоположным, СЗ падением сместителей, как установлено, например, на правом берегу р.Матай [41].

СВ фланг Западно-Сихотэ-Алинской АП в отличие от ЮЗ фланга характеризовался, по-видимому, меньшей скоростью ее латерального разрастания в северо-западном направлении. Поэтому здесь в течение юрского периода и вплоть до раннего баррема продолжала формироваться кора океанического типа (кремни, базальты, известняки) без значительного привноса терригенного материала (киселевский и маноминский комплексы) (см.рис.1). Возможно эти комплексы формировались в осевой зоне Амурского РГ, где рифтогенез, благоприятный для формирования образований океанического типа, сохранялся до полного замыкания РГ.

Важно отметить, что в районе киселевского комплекса чешуирование было также конседиментационным, что объясняет широкое проявление здесь обломочных потоков и оползневых отложений, представленных вулканогенно-осадочными (готерив-альб) и грауваковыми (альб-сеноман) образо-

ваниями [38]. Причем в составе обломочного материала микститов (альб-сеноман) наблюдаются органогенные известняки юрского и готерив-барремского возраста. По-видимому, воздымавшийся фронтальный край чешуи, сложенный юрско-раннемеловыми кремнями, известняками и перекрывающими их вулканогенно-осадочными образованиями служил главным источником формирования альб-сеноманских граувакковых отложений. В свою очередь, размещенная к В-ЮВ от этих образований мощная толща аркозовых песчаников (альб-сеноман) формировалась за счет размыва зрелой континентальной коры гранитно-метаморфического состава [37]. Учитывая, что эта толща сформирована вдоль северо-восточного фланга Анюйской ГАС, вполне допустимо, что аркозы являются продуктами размыва этой структуры, в составе которой известны граниты и гнейсы.

В Амурском РГ юрско-раннемеловые кремни и базальты (киселевский, маноминский, култухинский комплексы), размещаясь по-видимому, на триас-юрских кремнях в виде узкой полосы, прослеживаются на 800 км вдоль северо-западной границы Восточно-Ханкайской ГАС и Ханкайского массива (см.рис.1). Считается [22,38 и др.], что накопление юрско-раннемеловых кремнистых отложений происходило в низких широтах (кремни характеризуются радиоляриями, сходными с тетическими комплексами) на океанической плите, значительно удаленной от континента и их совмещение с терригенными образованиями произошло в результате субдукции плиты под активную Хингано-Охотскую континентальную окраину с образованием Амурской субдукционной зоны [47,48]. Очевидно, что если плиты и размещенные на них образования перемещались на тысячи километров, то они должны были соответствующим образом деформироваться, особенно во время их субдукции и коллизии. На юге Дальнего Востока существуют две основные системы сквозных деформационных структур, отражающих региональные направления латерального перемещения фанерозойских образований: система левых сдвигов (С-СВ 0-30°) и система структур сжатия (складчатость, чешуйчатые надвиги, взбросы), указывающих на палеоперемещения породных масс в направлении СЗ 310-330°. Если не игнорировать эти факты, то появление к СЗ от Восточно-Ханкайской ГАС и Ханкайского массива узкой полосы юрско-раннемеловых (до готерив-баррема включительно) кремней, сформированных в низких широтах, можно объяснить, допустив, что океаническая плита вместе со сформированными на ней кремнями в апте "проскользнула" под Восточно-Ханкайской ГАС, Приморским грабеном и

Прибрежной ГАС. Такое предположение, на наш взгляд, вряд ли можно рассматривать всерьез. Предположение некоторых исследователей о существовании в районе о.Сахалин палеосубдукционной зоны меридионального простирания, вдоль которой причленялись океанические образования к континенту, также является сомнительным. Во-первых, с использованием этого механизма трудно "затолкать" узкую полосу юрско-раннемеловых кремней между блоками континентальной коры (Восточно-Ханкайской и Восточно-Бурейской ГАС), во-вторых, меридиональная ориентировка зоны субдукции предполагает, прежде всего, широтное латеральное сжатие, что противоречит геодинамическим условиям деформаций раннемеловых образований и формирования меловых рудных месторождений, которые, как установлено детальными исследованиями в Сихотэ-Алине [57,59,60], были созданы субмеридиональным (преимущественно С-СЗ 340°) латеральным сжатием. В этих же геодинамических условиях формировались, а затем дислоцировались позднемеловые образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса [59,60].

Отсутствие в кремнях терригенных примесей многие исследователи [22,27,38,45 и др.] используют в качестве доказательства их образования в открытом океане, где формируются пелагические океанические планктоногенные накопления. Однако работами седиментологов [7,65,66 и др.] показано, что значительная часть плитчатых кремней складчатых поясов является планктонными накоплениями (радиолярий, диатомей и др.) гемипелагических зон океанов, окраинных морей, межостроводужных бассейнов, которые по ассоциациям пород, литологическим и геохимическим критериям отличаются от океанических пелагических кремней, вскрытых глубоководным бурением. На примере силицитовых толщ Сихотэ-Алиня Ю.Г.Волохин [7] показал возможность формирования планктоногенных кремневых формаций вблизи континентов в окраинно-морских и окраинно-океанических бассейнах в тектонически пассивные эпохи, когда на континентальном обрамлении существовал пенеплен и формировались зрелые каолиновые коры выветривания. Кроме того, на примере развития Приморского РГ показано, что при наличии прибрежных конседиментационных чешуй и сформированных вдоль их нависающих краев относительно глубоководных желобов, в совокупности выполняющих роль барьеров-ловушек для терригенного материала, образования океанического типа (без терригенных примесей) могли формироваться в непосредственной близости и от тектонически активных континентальных окраин.

Тем более, если иметь в виду, что в результате рифтогенеза в осевых зонах РГ происходило последовательное множественное излияние базальтовых лавовых потоков, а также формировалась среда, благоприятная для бурного развития микроорганизмов. Перекрывающие друг друга лавовые потоки, чередуясь с планктонными накоплениями (радиолярии, диатомы и др.) и органогенными известняками, обеспечивали длительный рост обширных базальтово-кремнистых плато, устойчивое возвышение которых над фоновым уровнем дна моря не позволяло поступать в их пределы терригенных продуктов. Здесь могли отлагаться только глинистые взвеси, отражающие тектоническую активность континентального обрамления палеобассейнов. Возможность формирования кремней в условиях окраинного моря установлена в Центральном Сахалине [16]. Здесь в палеозойско-раннемеловое время существовало окраинное море с терригенным осадконакоплением, рассеченное палеорифтом, в пределах которого формировались вулканитические, кремнистые и карбонатные породы, при отсутствии привноса терригенного материала.

Наряду с предполагаемыми исследователями теплыми палеотечениями, вполне допустимо, что в зонах рифтогенеза с их устойчивым подводным вулканизмом и гидротермальными процессами могли создаваться специфические микроклиматические условия, обеспечившие развитие радиолярий, сходных с тетичскими комплексами. Безусловно, такого предположения можно и не делать, если считать киселевский и маноминский кремнисто-базальтовые комплексы террейнами, сформированными в приэкваториальной зоне. Однако, несмотря на многочисленные определения, не получены палеомагнитные свидетельства, однозначно указывающие на формирование юрско-меловых террейнов юга Дальнего Востока России в низких широтах. Этот факт весьма показателен, если учесть, что юрско-меловые террейны, как самые молодые из выделенных на Дальнем Востоке и, следовательно, наименее измененные наложенными процессами, казалось бы более отчетливо должны сохранить первичные палеомагнитные характеристики. Правомерны сомнения в надежности палеомагнитных определений. И, по-видимому, не случайны противоречия в определениях палеоширот палеомагнитными исследованиями с биогеографическими данными. Например, в [64] для верхнепермских отложений Забайкалья определена палеоширота  $21,61 \pm 5,1^\circ$ . Такой величине, как указывает [50], противоречат бореальный тип фауны, присутствующей в них, и типично ангарские растительные остатки с древесной, обладающей

годовыми кольцами, свидетельствующей о сезонных сменах климата, никак не характерных для таких широт. Такое же противоречие отмечается и в пределах Ханкайского массива, для перми которого определена [19] северная палеоширота  $7,9^\circ$ . Флористические позднепермские комплексы этого региона, как указывает [50], скорее могут быть отнесены к субтропическим.

С учетом изложенного, в отличие от представлений, согласно которым формирование кремней происходило в открытом океане на значительном удалении от континента, мы считаем, что юрско-раннемеловые кремни сформировались *in situ* в пределах Амурского РГ, который на начальных этапах развития, вероятно, является рифтом, глубоко вдающимся в континент. Идентичную природу на ранних стадиях развития, по-видимому, имел и Приморский РГ, мощные толщи раннемеловых терригенных осадков которого размещены также на базальтово-кремнистых образованиях юрско-раннемелового возраста (эргагоуская, колумбинская свиты). Начавшееся в поздней юре и происходившее в течение мела продолжное сжатие коры обусловило воздымание ГАС с латеральным наращиванием аккреционных призм чешуйчато-надвигового строения в направлении осевых линий рифтогенных структур. На этом этапе (ранний мел) рифты по условиям развития скорее характеризовались как грабены, расположенные между воздымающимися горст-аккреционными структурами. Латеральное наращивание аккреционных призм, а, следовательно, и миграция областей размытия в направлении осей рифто-грабенов привели, как отмечено выше, к их замыканию. Если Приморский РГ замыкнулся в среднем-позднем эльбе, то в пределах Амурского РГ море просуществовало до сеноман-турона включительно. Путь от рифта к грабену, а затем и к горст-аккреционному сооружению (структуре сжатия), многократно обратной трансформацией, по-видимому, привела к Амуро-Охотская структура. В отличие от Амурского и Приморского раннемеловых РГ Амуро-Охотская структура характеризуется более сложной и длительной историей развития, которая продолжалась до юры включительно, когда море, постепенно вытесняясь с запада на восток, окончательно покинуло ее пределы.

Для грабенов характерна клиновидная в плане форма, острым углом направленная вглубь континента (см. рис. 1, 2). Как установлено [56], на примере изучения геодинамических условий формирования подобной формы кайнозойских депрессий (грабенов) юго-восточной Азии (Ханойской, Бак-Бо, Меконгской, Малакской), их клиновидность связана с неравномерным поперечным сжатием депрессий, более значительным

в глубине континента. В условиях неравномерного сжатия закрытие, например, Ханойской депрессии происходило с З на В, в результате море в этом направлении постепенно вытеснялось. Подобной латеральной направленностью замыкания характеризуется не только древний Амуро-Охотский рифт, но и Приморский и, прежде всего, Амурский РГ, ЮЗ фланг которого к сеноману был уже закрыт и море вытеснено к СВ, где в условиях эпиконтинентального морского бассейна продолжали формироваться преимущественно мелководные и прибрежно-морские фации.

Рифто-грабены совместно с горст-аккреционными и складчатыми структурами рассечены системой северо-восточных левых сдвигов (см.рис.1). Как установлено [58], складчатая система Сихотэ-Алиня характеризовалась досдвиговой субширотной ориентацией и современное СВ простирание приобрела в результате наложения сдвиговых дислокаций. В этот региональный процесс сдвиговых дислокаций были вовлечены не только складчатые и чешуйчато-надвиговые структуры РГ, но и РГ в целом, как и ГАС. Следовательно, если снять суммарный эффект сдвиговых дислокаций (разворот структур против часовой стрелки и левостороннее смещение по многочисленным сколам-сдвигам), то РГ займут свое первичное субширотное положение. Роль сдвиговых дислокаций в переориентации досдвиговых структур особенно отчетливо видна на примере Амуро-Охотской ГАС: западный фланг ГАС, не затронутый секущими сдвигами, сохранил свою первичную широтную ориентировку, а восточный, вовлеченный в сдвиговые дислокации Сихотэ-Алинской системы сдвигов, плавно развернулся против часовой стрелки на СВ (см.рис.1). Важно подчеркнуть, что смещение вдоль сдвигов, разворот простирания и сокращение поперечного сечения РГ были синхронными и происходили в условиях регионального (глобального) продольного сжатия коры, ориентированного в направлении северо-северо-запад.

Для обоснования геодинамической модели формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов важно рассмотреть пространственно-временные закономерности проявления магматизма, прежде всего, в пределах рифто-грабенов, что будет сделано, как и описание самой модели, в следующей, заключительной статье.

Автор признателен В.А.Бажанову, Л.М.Парфенову, Г.Л.Кирилловой, А.П.Никитиной, В.Г.Хомичу за критические замечания, которые были по возможности учтены при окончательной редакции статьи. Большую помощь в подготовке статьи к печати оказали А.Н.Митрохин, О.М.Молибог, Т.И.Карпенко, которым автор также выражает свою благодарность.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бельтнев Е.Б., Плотников И.А. Особенности и некоторые проблемы тектоники Приамурья // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974. с89-100
2. Белянский Г.С., Никитина А.П. Самаркинская и Сбучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край) // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (протерозой). Владивосток, 1978. С.23-25.
3. Бердников Н.В., Томиленко А.А. Углекислотно-метановые включения в кварце гранитов Агусинского массива (Северный Сихотэ-Алинь) // Докл.АН СССР. 1983. Т.268, №3. С.656-659.
4. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимия метаморфических пород Анюйского выступа (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.85-90.
5. Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991.
6. Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит, некоторые геологические проблемы// Тихоокеан.геология. 1994. №5. С.3-16.
7. Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВО АН СССР. 1985, 208 с.
8. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С. и др. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв.АН СССР. Сер.Геол. 1990, №4. С.45-57.
9. Воробьева Т.Ф., Губенко Т.А., Поярков Б.В. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня// Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1974. С.100-110.
10. Геология СССР. Т.32. Приморский край. М.: Недра. 1969. 696 с.
11. Геологическая карта Приморского края. 1:1000000/ Ред.:В.А.Бажанов, Ю.Н.Олейник; Авт.-сост. Л.Ф. Назаренко.1986 .
12. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2500000/ Гл. ред. Л.И.Красный; Авт.-сост.: М.В.Мартынюк, И.П.Вольская, С.А.Рямов.1986.
13. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь): Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82с.
14. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины// Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №2. С.13-25.
15. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
16. Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков Центрального Сахалина //Тихоокеан.геология. 1993. №5. С.42-50.
17. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.:Наука.1977. 248с.

18. Елисеева В.К., Липман Р.Х., Святогорова Н.Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня / Геология и геофизика. 1976. №11. С.30-43.
19. Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
20. Змиевский Ю.П. Анюйский купол и комплексы основания в мезозойской амурской области ДВО АН СССР. Владивосток, 1980.
21. Онова Т.Д. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С.42-52.
22. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.74-82.
23. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл. АН СССР. 1961. Т.138, №4. С.900-903.
24. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
25. Изох Э.П., Ушакова Е.Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р.Ануй (Северный Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 1969. №6. С.117-119.
26. Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С.66-97.
27. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. №5. С.32-42.
28. Кириллова Г.Л., Махинин А.В. Ранги геологических тел однородного уровня организации вещества // Тихоокеан. геология. 1983. №3. С.73-80. v
29. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
30. Коваленко С.В., Давыдов А.И. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т.315, №4. С.929-933.
31. Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первые находки глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т.318, №3. С.692-694.
32. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 159с.
33. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.
34. Мазарович А.О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 1981. №5. С.84-95.
35. Мазарович А.О. Тектоническое развитие южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 102 с.
36. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 107 с.
37. Маркевич П.В., Малиновский А.И., Михайлик Е.В. и др. Терригенные породы // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 106-124.
38. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.В. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, №2. С.70-98.
39. Мартынюк А.Ф., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:2 500 000: (Объяснительная записка). Хабаровск. 1991. 50 с.
40. Мельников Н.Г. Конседиментационные тектониты Южного Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1971. №7. С.58-61.
41. Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олигостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. №4. С.95-105.
42. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.
43. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.1 Стратиграфия. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 66 с.
44. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.111. Тектоника. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 60 с.
45. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР. 1990. №2. С.68-78.
46. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.3-25.
47. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. №6. С.3-24.
48. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. №5. С.3-23.
49. Паклин А.П. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним // Информ. сб. ПТГУ. 1963. №4. С.7-13.
50. Попеко Л.И. Биогеография позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. №4. С.16-29.
51. Пуцаровский Ю.М. О "субдукции" в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеан. геология. 1994. №4. С.3-13.
52. Роганов Г.В., Григорьев В.Б. К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья р.Уды (Западное Прихотье) // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ, 1974. С.99-110.
53. Силантьев В.Н. Фудзино-Иманский сдвиг // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. №2. С.39-49.
54. Уткин В.П. Аккреционные и деструкционные типы сдвиговых дислокаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука. 1991. С.92-100.
55. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т.240, №2. С.400-403.

56. Уткин В.П., Нгуен Чонг Нем, Хо Дак Хоай и др. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1986. №6. С.12-23.
57. Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977, №3. С.101-112.
58. Уткин В.П. Реконструкция сдвигов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т.229, №4. С.995-958.
59. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.
60. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 164 с.
61. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т.228, №5. С.1189-1192.
62. Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1987. №3. С.13-16.
63. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.99-111.
64. Harbert W., Dril S., Kravchinsky V., Nix. Reconnaissance paleomagnetic investigation of some Paleozoic rocks from the Mongol-Okhotsk collision zone, Chita region, Southcentral Russia // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics: Abstracts. Moscow, 1995. P.70-71.
65. Siliceous deposits in the Pacific region. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier. 1983. 471 p.
66. Siliceous deposits of the Tethys and Pacific region. New York: Springer Verlag, 1989. 244 p.

*Поступила в редакцию 1 августа 1996г.*

***V.P. Utkin***

## **Horst-accretionary systems, rifto-grabens and volcanic belts of the Russian Far East:**

### **Paper 1. Horst-accretionary systems and rifto-grabens**

Dislocations of Phanerozoic formations are considered from standpoints of a longitudinal compression of the crust without participation of processes connected with its supposed subduction. It is shown that imbricated-thrust complexes are the accretion of uplifting syndepositionally horsts. Horst-accretionary systems which frame crystalline massifs are analyzed. It is shown that they were formed in conditions of the uniform regional stress field of the lateral compression and do not carry attributes of their separate fragments formation in different geodynamic conditions which the terrain conception supposes. Structural-material complexes and geodynamic conditions of development of Cretaceous sedimentary basins (rifto-grabens) are characterized. Imbricated-thrust syndepositional accretion of the horst-accretionary systems to axial zones of the rifto-grabens caused their closing with gradual covering by terrigenous sediments of oceanic type formations reflecting an early riftogenic stage of development of marine sedimentary basins. Regularities of the structure and development of the Cretaceous rifto-grabens with their accretionary prisms containing fragments of the crust of oceanic and continental types allow us to resume that the variety of the structural-material complexes framing the continental margin is not connected with accretion of continents at the expense of oceanic spaces but is mainly the result of riftogenesis of the continental crust and its dislocations owing to significant lateral displacements of continental blocks, at first, along the Eastern-Asian wrench-fault system.