



ISSN 0002-3272

А.Б. ДЕРГУНОВ

КАЛЕДОНИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.Б. ДЕРГУНОВ

КАЛЕДОНИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Труды ГИН, вып. 437

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1989

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.B. Dergunov
THE CALEDONIDES OF THE CENTRAL ASIA

Transactions, vol. 437

Каледониды Центральной Азии / А.Б. Дергунов. — М.: Наука, 1989. — 192 с.
(Тр. ГИН; Вып. 437). — ISBN 5-02-001968-2

На основе современных достижений геотектоники впервые в синтезе рассмотрены строение и развитие каледонид Центральной Азии. Показывается, что каледонские покровно-складчатые сооружения Алтае-Саянской области и Западной Монголии были сформированы к девону в процессе преобразования коры каледонского палеоокеана в кору континентальную. Текст сопровождается стратиграфическими колонками и сводными схемами, детальными структурно-геологическими картами и профилями.

Табл. 3. Ил. 53. Библиогр.: 311 назв.

Рецензенты: *С.В. Руженцев, А.В. Ильин*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев (главный редактор), *В.Г. Гербова*,

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников*

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *А.А. Моссаковский*

Редактор *М.А. Яценко*

Reviewers: *S.V. Ruzhentsev, A.V. Ilyin*

Editorial Board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR

P.P. Timofeev (Editor-in-Chief), *V.G. Gerbova*,

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR *A.L. Knipper*,

V.A. Krashennnikov

Responsible Editor

doctor of geology and mineralogy sciences

A.A. Mossakovsky

ВВЕДЕНИЕ

"Я предполагаю, что многие или все эвгеосинклинали образовались на тонкой коре или даже прямо на подкоровом слое. Одни из них ... являются остаточными от более обширных пространств с океанической корой, другие — новообразованными в результате растяжения гранитного слоя..."

"Признание глыбового характера структуры земной коры и большой роли горизонтальных перемещений ее отдельных блоков — вот главное звено современной теоретической тектоники".

А.В. Пейве [1961]

Цитаты, приведенные выше, взяты из статьи "Тектоника и магматизм", занимающей особое место в научном творчестве Александра Вольдемаровича Пейве. Она вышла в свет почти 30 лет назад и тем не менее касается самых актуальных проблем геологии и путей их решения. Характерно, что суть проблем была сформулирована А.В. Пейве значительно раньше распространения идей новой глобальной тектоники и по существу относится к ее исходным положениям о мантийном субстрате изначальной коры и примате горизонтальных движений в покровно-складчатых областях. Несколько позднее, в 1969 г., была опубликована вторая статья А.В. Пейве "Океаническая кора геологического прошлого", утвердившая современные представления об океанической природе пород офиолитовой ассоциации и обозначившая начало современного этапа изучения тектоники на основе идей мобилизма.

ИСХОДНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И МАТЕРИАЛЫ

Установление океанической природы пород офиолитовой ассоциации, составляющих кору современных и древних океанических бассейнов, а также многочисленных признаков горизонтальных движений в складчатых областях определяет острый интерес к их строению и нередко приводит к необходимости пересмотра сложившихся представлений. Широкое распространение офиолитов показывает, что складчатые области формировались на месте древних океанических бассейнов в процессе длительного и сложного преобразования их коры в континентальную, при этом важную, нередко определяющую роль играли горизонтальные движения [Книппер, 1975; Пейве и др., 1976; Зоненшайн, 1972].

Прямым следствием океанической (спрединговой) природы офиолитов является заключение об их древнейшем возрасте среди геологических образований любой фанерозойской (по крайней мере) покровно-складчатой области.

Анализ строения складчатых областей с учетом значения горизонтальных движений и природы офиолитов приводит к выявлению новых данных о стратиграфии, магматизме, метаморфизме и структуре и в конечном счете об их покровно-складчатом строении. Более того, он позволяет выяснить значение определенных геологических процессов на каждой стадии их формирования, причем иногда новых или ранее не принимавшихся во внимание. В результате могут быть созданы более обоснованные представления о важнейших геологических процессах преобразования океанической коры в континентальную [Дергунов и др., 1980а; Дергунов, Херасков, 1982; Моссаковский, Дергунов, 1983].

Огромная область каледонид Центральной Азии может служить прекрасным объектом для таких важных теоретических исследований, так как в ее пределах широко распространены офиолиты и другие комплексы формаций и структур, образованные от самой ранней, океанической, до заключительной, континентальной, стадии развития [Дергунов, Хераскова, 1981]. Крупные площади, занимаемые этими комплексами, позволяют с достоверностью определять латеральные связи между ними, необходимые для обоснованных палеотектонических реконструкций. Кроме того, каледониды Центральной Азии находятся в современной структуре между собственными ограничениями: молодым — герцинидами Южной Монголии и Иртыш-Зайсанской области на юго-западе и древним — Восточно-Саянским и Тувино-Монгольским массивами на востоке. Итак, огромная территория, полнота набора формаций и сохранившееся тектоническое положение делают каледониды Центральной Азии уникальным объектом для изучения каледонского этапа тектонического развития Земли [Дергунов и др., 1986].

Монография написана на основе фактического материала, накопленного автором в течение почти 30-летних исследований в Алтае-Саянской области и Западной Монголии — сначала при проведении геолого-съёмочных работ в составе экспедиций ВАГТа, а затем тематических исследований в отрядах Геологического института и Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР. Были использованы также результаты маршрутных наблюдений в Центральном Казахстане, на Полярном Урале, а затем в каледонидах Швеции, Норвегии, Канады и США, выполненных во время научных командировок. Кроме того, проведено обобщение обширного критически проработанного литературного материала по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и тектонике каледонид Центральной Азии и других регионов.

Методика исследования определялась его главной целью — выяснением тектонической природы палеоструктур на основных этапах формирования каледонид. Полевые наблюдения сосредоточивались на узловых участках и в районах, отличающихся важнейшими чертами строения палеотектонических зон. Там изучались геологические формации и структурно-стратиграфические соотношения между ними в вертикальных и латеральных рядах, особенно формации и структуры, маркирующие горизонтальные движения — олистостромы, меланжи, шарьяжи и надвиги. Для таких районов составлялись детальные структурно-геологические карты и профили, которые служили основой для средне- и мелкомасштабных геологических и тектонических карт более крупных территорий. Специальное изучение типовых осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных и гранитоидных формаций проводилось вместе с литологами и петрологами.

Главным методом исследования полевых и литературных материалов служил парагенетический анализ, разработанный и внедренный в геологическую науку Н.С. Шатским и Н.П. Херасковым. Как известно, он заключается в выделении и изучении геологических тел, представленных естественным, устойчиво повторяющимся сочетанием горных пород — геологических формаций и их комплексов, а также комплексов структур [Шатский, 1960; Херасков, 1952]. В данной работе сделана попытка развития формационного анализа путем выделения и изучения повторяющихся сочетаний геологических образований более крупного порядка — комплексов формаций и структур тектонических покровов с метаморфическими и гранитоидными комплексами, которые в совокупности образуют зоны тектонического скупивания [Дергунов, 1988].

Многие представления автора об основных тектонических объектах, явлениях и процессах сложились в процессе долгих лет работы в тектонической секции Геологического института АН СССР. Огромный, может быть решающий, вклад в разработку теоретических основ этих представлений был сделан А.В. Пейве, особенно в его статьях "Тектоника и магматизм" и "Океаническая кора геологического прошлого", опубликованных в 1961 и 1969 г. соответственно. Теперь

уверенно можно говорить, что основные положения этих статей, изложенные, как отмечалось, задолго до распространения гипотезы тектоники плит, постоянно подкреплялись результатами последующих исследований разных покровно-складчатых областей и коры современных океанов. Однако с сожалением приходится констатировать, что продуктивные пути решения важнейших геологических проблем, предложенные А.В. Пейве почти 30 лет назад, долгое время не использовались и только в последние годы находят все более широкое применение в геологической науке.

Содержание статьи 1961 г. настолько концентрировано, что пересказ неизбежно обеднил бы его. Поэтому здесь приводятся только цитаты, логично и точно показывающие очевидную актуальность важнейших идей А.В. Пейве и сегодня.

1. Структура. «... Земная кора, а может быть и верхняя мантия, расчленена на блоки не только системой крутых или вертикальных тектонических поверхностей, но и поверхностей пологих или горизонтальных ... Эти пологие тангенциальные поверхности характеризуются в сущности теми же свойствами, что и круто наклоненные радиальные... Глубинные тангенциальные тектонические зоны, располагаясь в области больших давлений, являются зонами "пластического течения", ультра-метаморфизма и первичных магматических очагов... подобные зоны устанавливаются и в верхней части коры" (с. 37).

Буквально пророческими были выводы А.В. Пейве о глубинном строении северной части Карелии, сделанные на основе только сейсмического зондирования и полностью подтвержденные современными материалами сверхглубинного бурения. Они "выявили более тонкую слоистость земной коры по упругим свойствам, чем та, которую мы имеем в виду, когда говорим о верхней (поверхность Конрада) и особенно нижней (поверхность Мохоровичича) границах базальтового слоя... Каледонские шарьяжи Швеции и Норвегии замечательны в том отношении, что в их строении участвует главным образом гнейсовое основание платформ, прикрытое маломощными, чисто платформенными осадками нижнего палеозоя (с. 38) ... Можно предполагать, что эта структура горизонтального тектонического расслаивания, скольжения и "течения масс" имеется на глубине в сиалических толщах Балтийского щита, где нет шарьяжей" (т.е. в других платформенных и покровно-складчатых областях — А.Д.). Далее А.В. Пейве заключает: "... движение коровых и подкоровых масс ... составляет геодинамическую сущность тектоники".

Завершая раздел о структурах, А.В. Пейве подчеркивает, что "неоднородность и изменчивость состава и строения земной коры в латеральном направлении проявляется в крупном плане, в масштабе океанов и континентов, складчатых областей и платформ, геосинклиналей и геоантиклиналей" (с. 39). Из чего следует, что "не только континенты, но и дно океанов охвачено тем же процессом тектонического дробления на большие и малые глыбы и блоки, испытывающие большие взаимные перемещения. Таким образом, выясняется, что тектоника земной коры, которая в полном виде развита на континентах, и тектоника верхней части мантии, которая проступает в структуре дна океанов, имеют много сходства в наиболее существенных чертах..." (с. 40).

2. "Движения ... являются следствием одной причины, а именно тектонических напряжений, направленных не по радиусу Земли, а тангенциально ... и связанных с гравитационно-инерционными силами планеты, что проявляется в ... скачкообразных изменениях угловой скорости вращения Земли" (с. 41).

"Первым и важнейшим свойством тектонических движений является дифференциальный характер перемещения блоков ... Вдоль фронта быстро перемещающейся системы на стыке с впереди лежащими и медленнее перемещающимися блоками возникают условия преобладающего сжатия. В то же время в тылу быстрее перемещающейся системы блоков возникают условия растяжения" (с. 42).

Для территории Центральной Азии в этой связи совершенно справедливо

предполагается, что "гигантское сжатие уже достаточно мощной в среднем и верхнем палеозое коры приводит к ее регенерации и образованию огромных масс гранитов, а также кислых и средних эффузивов" (с. 44). "В результате в течение длительного геологического времени здесь сформировалось гигантское скупивание сиалических блоков, обусловившее большое утолщение земной коры" (с. 47). Следует отметить, что эта характеристика вполне подходит и к древнему Тувино-Монгольскому массиву вместе с Дзабханской зоной Западной Монголии и к более молодым каледонидам Центральной Азии.

Вторым важнейшим свойством А.В. Пейве считает "необратимость горизонтальной компоненты движения", причем "известные нам величины взаимных относительных перемещений блоков, относительная скорость их движений в пределах континентов невелики. Лишь за длительное геологическое время, вследствие необратимости горизонтальной компоненты, накапливается значительная величина взаимных перемещений, и она тем больше, чем разнороднее сопредельные блоки" (с. 48) (следовательно, блоки, представляющие по набору пород разные палеотектонические зоны, по всей вероятности, наиболее сильно смещены относительно друг друга. — А.Д.). "... При этом все же необходимо иметь в виду, что если в гранитном слое имеются блоки с таким, в общем небольшим, перемещением, то на границах Конрада и Мохоровичича и на других границах больших неоднородностей должен существовать намного больший градиент скорости движений..."

3. Магматизм. В этом разделе, по существу, рассматривается важнейшая и актуальнейшая проблема связи тектоники с магматизмом и предлагаются наиболее продуктивные, по мнению автора, идеи для ее решения. Затрагиваются источники энергии, необходимые для образования магмы, и структуры, контролирующие ее размещение. "... Магма — это не первичный, а каждый раз возникающий в том или ином месте расплав, на образование которого необходимо истратить большую, значительную энергию. Главным источником этой энергии являются механические движения вещества земной коры и более глубоких слоев мантии, проявляющиеся как в форме пластического течения, так и перемещения больших и малых блоков по трещинам и разломам, вызванного внешними гравитационно-инерционными силами..."

"Различные крупные тектонические швы в виде радиальных глубинных разломов и тангенциальных глубинных зон скалывания служат местами, где генерируется магма. Антиклинии, осевые зоны складчатых сооружений, как и вообще зоны скупивания сиалических глыб, являются, как известно, гранитными поясами и зонами метаморфизма... Такие пояса обычно характеризуются автохтонными и параавтохтонными гранитными массивами, в то время как аллохтонные тела, образующие непрерывных больших поясов, обычно залегают в зонах растяжений..." Также весьма вероятным представляется тектонический контроль возникновения локального метаморфизма, а может быть, и палингенного расплавления, предлагаемый А.В. Пейве: "... однако, в пределах крупной области сжатия любая возникающая поверхность скола может стать локальной зоной растяжения и понижения давления, а следовательно, — зоной метаморфизма". Важнейшим следствием из этого предложения является утверждение о том, что "по крайней мере уже с архея несомненно существовали два главных типа анатектитов — гранитоидные и базальтоидные, связанные с двумя главными слоями Земли — гранитным и базальтовым... Кроме того, выплавление базальтовой магмы можно предполагать и в гипербазитовом слое" (с. 50—51). Итак, "в разрезе коры и мантии имеется множество тектонических поверхностей, лежащих на разных глубинах и генерирующих магму соответственно составу пород около этих поверхностей" (с. 51).

Развиваемые А.В. Пейве представления о связи магматизма с тектоникой приводят его к очень важным выводам о глубинных процессах дифференциации "в коре и мантии, так как механические перемещения и деформации охватывают, как мы видели, Землю и на континентах и под океанами на большую глубину. Вероятно,

и химический перенос вещества из глубин в более высокие этажи связан с существованием множественных магматических очагов на разной глубине. Вряд ли без анатексиса можно представить себе значительное химическое перемещение вещества в земной коре и в верхней мантии" (с. 53).

Таким образом, за пределами цитированной статьи из важнейших современных проблем осталась проблема офиолитов, но именно ей в 1969 г. была посвящена статья А.В. Пейве "Океаническая кора геологического прошлого". Основа ее содержания достаточно полно изложена в аннотации: "Мезозойские эвгеосинклинали в Альпийско-Гималайском поясе и в складчатых сооружениях вокруг Тихого океана возникли на фундаменте океанической коры, сложенном гипербазитами, габброидами и метаморфизованными диабазами ранних циклов ее развития. Чехол океанической коры сложен диабазами, спилитами, радиоляритами и обычно пелагическими известняками. Чехол соответствует первому и второму геофизическим слоям современных океанов, а фундамент — "базальтовому" слою и верхней мантии. Мезозойские эвгеосинклинали, как и современные, палеогеографически являлись частями Мирового океана. В современной структуре мезозойская океаническая кора тектонически выжата по разломам, превращена в меланж и часто залегает в подошве крупнейших тектонических пластин" [Пейве, 1969, с. 5].

Кроме того, отмечается близкое сходство разрезов коры в эвгеосинклиналях и современном океане; однако подчеркивается значительно более древний возраст габбро-гипербазитов, связанных с остальными членами триады только пространственно и тектонически. В настоящее время можно с уверенностью отнести все сказанное выше к палеозойским сооружениям Урала, Казахстана, Центральной Азии и других регионов.

Таким образом, данная монография является первым обобщением материалов по стратиграфии, магматизму и тектонике Западной Монголии и Алтае-Саянской области, выполненным на основе теоретических разработок Геологического института АН СССР и прежде всего тектонических идей А.В. Пейве, методологических воззрений и методических подходов Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова.

Результаты обобщения отражены на палеотектонических картах для основных этапов развития каледонид и Тектонической карте Центральной Азии. На них, кроме зон с разным возрастом континентальной коры и гранитно-метаморфического слоя, показаны палеотектонические структуры и формации, образовавшиеся на разных этапах развития каледонид и их обмеления.

Многие полевые и камеральные исследования были проведены вместе с академиком АН МНР Б. Лувсанданзаном и советскими коллегами Т.Н. Херасковой, Т.А. Вознесенской, Н.Н. Херасковым, В.С. Павленко и нашли отражение в совместных публикациях. Неоднократно в обсуждении вопросов, возникающих при выполнении данной работы, принимали участие А.В. Пейве, Н.А. Штрейс, Ю.М. Пущаровский, А.А. Моссаковский, Н.Г. Маркова, Г.И. Макарычев, С.В. Руженцев, Н.А. Берзин, К.Л. Волочкович, С.П. Гаврилова, Н.С. Зайцев, Л.П. Зоненшайн, А.В. Ильин, А.Л. Книппер, З.П. Люблинская, А.С. Перфильев, Ю.С. Перфильев, С.Г. Самыгин, Г.Г. Семенов и другие геологи, что было особенно полезно в процессе работы над рукописью и составления Тектонической карты Центральной Азии. Некоторые общие вопросы преобразования земной коры и строения каледонид Скандинавии были выяснены с помощью шведских исследователей Р.М. Горбачева и Д. Джи и норвежского геолога Ф.Х. Вольфа. Постоянную помощь автор получал, работая много лет в лаборатории "Региональной тектоники", руководимой академиком А.Л. Яншиным, от А.Е. Шлезингера, К.А. Клитина, В.Г. Николаева, И.П. Палея, Е.С. Постельникова, а также при подготовке рукописи к печати В.П. Уткиной, Т.И. Сенниковой и А.В. Ильиной. За долгие годы автор встречался на полевых работах и в лабораториях со многими геологами разных организаций и неизменно получал от них помощь, поддержку, возможность ознакомиться с результатами исследований и обсудить их с пользой для общего дела. Автор искренне признателен всем товарищам по работе, всем, кто содействовал ее выполнению.

ГЛАВА ПЕРВАЯ
**ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА,
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ
КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Тектонотипом каледонид считается складчатый пояс, протягивающийся в северо-восточном направлении от Ирландии и Шотландии до Скандинавии и сформировавшийся во время раннепалеозойской каледонской орогении. "Классическая каледонская орогения датируется примерно концом силура, однако Штилле и многие другие авторы используют этот термин для обозначения орогенической эры, приходящейся на ордовик, силур и даже более позднее время" [Толковый..., 1977, с. 223]. В последнее время все большее обоснование получает представление о тектоническом единстве европейского тектонотипа со структурами Северных и даже Южных Аппалачей [Roberts, Gale, 1978; Williams, Hatcher, 1983]. Это единство проявляется не только в совпадении во времени основных деформаций, но, что особенно важно отметить, во времени заложения и начале развития этих сооружений в венде—раннем кембрии. По-видимому, тектонотипом каледонид теперь можно считать область складчатых сооружений восточного — Европейского и западного — Северо-Американского обрамления Атлантики, формирующуюся от венда до девона на месте палеоокеана Япетус.

Каледониды Центральной Азии занимают огромную территорию Алтае-Саянской области СССР и Западной Монголии. Но эта территория в отличие от атлантического тектонотипа является единой, не разобщенной более древними и не перекрытой более молодыми образованиями и поэтому более перспективной для выяснения важнейших особенностей строения и развития каледонид. Как и атлантический тектонотип каледонские сооружения Центральной Азии формировались с венда до девона, причем завершали формирование в разное время, образуя разновозрастные раннекаледонские ("салаирские")—среднекембрийские, среднекаледонские—среднеордовикские и собственно каледонские—девонские зоны каледонид [Кузнецов, 1954; Белостоцкий и др., 1959; Дергунов и др., 1980а; и др.]. Разновозрастность этих зон и особенно распространение каледонских движений и магматизма за их пределами делает проведение границ области каледонид в значительной мере неопределенным. Особенно это заметно при определении восточного ограничения каледонид, где в их состав одни авторы включают, а другие — нет такие крупные области, как Байкальская [Павловский, 1956; Беличенко, 1977; Клитин, 1974] или территория Северной и Центральной Монголии [Амантов, Матросов, 1961; Тектоника МНР..., 1974; Дергунов и др., 1980а]. Эта неопределенность во многом обусловлена самим принципом выделения структур по возрасту "складчатости", т.е. только по времени завершения их развития, которое обычно определяется по проявлению характерных заключительных движений и магматизма.

Степень такой произвольности уменьшится, если при выделении каледонид использовать не только время завершения, но и начала их развития, т.е. время заложения структур, как это предполагал Н.С. Шатский для будущих исследований [Шатский, Богданов, 1967]. По-видимому, можно ограничить каледониды Центральной Азии территорией распространения наиболее ранних каледонских формаций: диабазово-спилитовых, спилито-кремнистых, спилито-фтанито-сланцевых и спилито-кератофировых и Алтае-Саянской области [Белоусов, 1968; Дергунов, 1967; Волков, 1986; Херасков, 1979] и Западной Монголии [Дергунов и др., 1980а; Хе-

раскова, 1986]. Весьма знаменательно, что эти формации часто встречаются вместе с породами габбро-гипербазитового комплекса, слагая единую офиолитовую ассоциацию [Добрецов, 1977; Кузнецов, 1980; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; и др.] и представляя собой древнюю океаническую кору [Пейве, 1969; Колман, 1979; и др.]. Именно венд-кембрийские офиолиты наиболее прочно объединяют каледонские сооружения Центральной Азии в единую тектоническую область, протяженность которой с запада на восток превышает 2000 км.

Распространение венд-кембрийских офиолитов имеет большое палеотектоническое значение, так как, по всей вероятности, она отражает минимальные размеры и примерное расположение раннепалеозойского бассейна с корой океанического типа. На востоке его современная граница с основанием Сибирской платформы проходит по Главному Восточно-Саянскому разлому, а южнее — по западным окраинам докембрийского Тувино-Монгольского массива. Скорее всего, палеогеографические и палеотектонические ограничения океанического бассейна не были линейными, а представляли собой широкие зоны сложных очертаний [Дергунов, 1981]. Возможно также, что здесь существовали узкие рифтогенные прогибы, внедрявшиеся в пределы древнего обрамления Сангилены и Северной Монголии [Ильин, 1982; Моссаковский, Дергунов, 1983]. На западе Центрального Казахстана подобные рифтогенные прогибы изучены лучше, особенно в районе перехода от древнего обрамления к каледонидам, где они представлены Байконурским и Калмыкульским синклиниями. Предполагается, что они возникли при деструкции древнего обрамления в период заложения каледонид и осложнили их палеогеографические и палеотектонические ограничения [Хераскова, 1982]. На севере каледониды Центральной Азии перекрываются мезозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юго-западе "срезаются" поясом герцинских структур.

Таким образом, при выделении каледонид предлагается применять оба принципа тектонического районирования — по возрасту складчатости и времени заложения структур, в этом случае границы каледонид будут определяться более четко и однозначно. Итак, каледонидами Центральной Азии называются покровно-складчатые сооружения Алтае-Саянской области и Западной Монголии, сформированные к девону в процессе преобразования океанической коры венд-раннепалеозойского бассейна в континентальную. Иначе говоря, территория каледонид определяется сонахождением венд-раннепалеозойских офиолитов и более молодых, вплоть до девонских орогенных формаций, показывающих, что океаническая кора превратилась в континентальную [Дергунов, Херасков, 1982]. Такой подход представляется более определенным, практически исключаям неоднозначность понимания каледонид, которое часто возникает в связи с проникновением девонских орогенных формаций в более древние области с докаледонской корой. Характерно, что в этих областях венд-раннепалеозойские породы, как правило, относятся к миогеосинклинальным формациям эпиконтинентальных бассейнов [Беличенко, 1977; Ильин, 1982; Дергунов и др., 1980б; Хераскова, 1986]. Уместно напомнить, что Н.С. Шатский считал миогеосинклинали более близкими к платформе, чем геосинклинали. Возможно, что не только каледониды, но и герциниды, и мезозониды, и любые другие "иды" надежнее выделять по офиолитам и орогенным формациям, обозначающим начало и завершение преобразования океанической коры в континентальную, т.е. по возрастному интервалу развития этого главного тектонического процесса.

В соответствии с этим определением каледонидами Центральной Азии следует считать покровно-складчатые сооружения Алтае-Саянской области и Западной Монголии, геологическое родство которых было обосновано автором и Н.Н. Херасковым [Дергунов, 1981; Дергунов, Херасков, 1982]. Оно позволяет рассматривать их вместе и выделять общие для них палеоструктуры и этапы развития. На раннем океаническом этапе ($V - \epsilon_1$) развивалась крупная океаническая "диабазово-спилито-

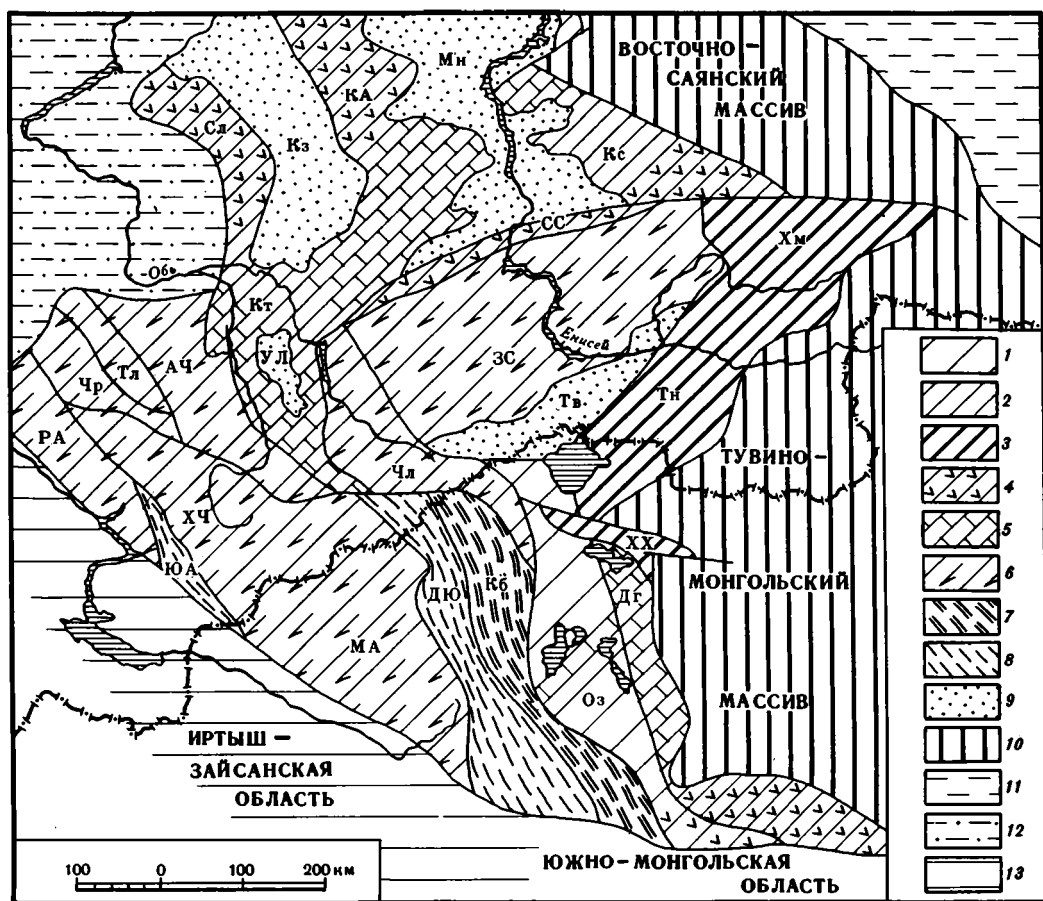


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центральной Азии

Области каледонских сооружений, сформированных на месте частей палеоокеанического бассейна: 1 — срединной ("диабазово-спилитовая" область), 2 — краевой ("спилито-кератофировая" область), 3 — приконтинентальной ("базальтово-андезитовая" область); зоны, прошедшие переходную стадию в условиях: 4 — островных дуг, 5 — краевых морей, 6 — реликтового океанического бассейна; деструктивные прогибы: 7 — с терригенно-вулканогенным, 8 — терригенным выполнением; 9 — межгорные прогибы и впадины; 10 — древнее докаледонское обрамление; осадочный чехол: 11 — Сибирской платформы, 12 — Западно-Сибирской плиты; 13 — герциниды

Структурные зоны Алтае-Саянской области: Сл — Салаирская, КА — Кузнецко-Алатауская, Кс — Кембросаянская, РА — Рудно-Алтайская, Чр — Чарышская, Тл — Талицкая, АЧ — Ануйско-Чуйская, Кт — Катунская, ХЧ — Холзунско-Чуйская, Чл — Чулышманская, ЗС — Западно-Саянская, СС — Северо-Саянская, Тн — Таннуольская, Хм — Хамсаринская. Структурные зоны Западной Монголии: МА — Монголо-Алтайская, Оз — Озерная, Дг — Дагандельская, ХХ — Хан-Хухейская. Наложенные впадины: Мн — Минусинская, Кз — Кузнецкая, УЛ — Уйменско-Лебедская, Тв — Тувинская; деструктивные прогибы: ЮА — Южно-Алтайский, ДЮ — Делюно-Юстыдский, Кб — Кобдинский

вая" область (Озерная, Кобдинская, Монголо-Алтайская зоны Западной Монголии, Западно-Саянский, Ануйско-Чуйский, Чарышский синклинории, Холзунско-Чуйский и Талицкий антиклинории и Рудно-Алтайская зона Алтае-Саянской области).

К востоку от нее располагалась окраинно-океаническая "спилито-кератофировая" область, уже в раннем и среднем кембрии разделявшаяся на островодужные (Салаир, частично Кузнецкий Алатау, Кембросаян¹, Восточный Танну-Ола Алтае-

¹ Кембросаяном традиционно называют юго-западную часть хребта Восточный Саян.

Саянской области и Хан-Хухэйская зона Западной Монголии) и окраинно-морские зоны (Катунско-Абаканская, Мрасско-Батеневская Алтае-Саянской области, Озерная и Дагандельская Западной Монголии). На средне-позднекембрийском переходном этапе продолжал развитие реликтовый океанический бассейн, заполнявшийся мощной терригенной флишоидно-турбидитной формацией (Талицкий, Холзунско-Чуйский, Монгольско-Алтайский антиклинории и Чарышский, Ануйско-Чуйский, Западно-Саянский и Кобдинский синклинии). За его пределами завершалось формирование островодужных и окраинно-морских палеоструктур и появилась суша с межгорными впадинами. Ордовикско-силурийский переходный этап определялся развитием остаточных морских прогибов (Чарышский, Ануйско-Чуйский и Западно-Саянский синклинии) и за их пределами — межгорных впадин, а также появлением деструктивного прогиба (Кобдинского в Западной Монголии).

Континентальная девонско-верхнепалеозойская стадия характеризовалась развитием крупных межгорных прогибов (Минусинские, Уйменско-Лебедской, Тувинский) и многочисленных впадин, а также появлением и развитием деструктивных прогибов (Делюно-Юстыдский и Южно-Алтайский). Каждый этап переходной стадии сопровождался тектоническим скупиванием, метаморфизмом и гранитизацией в пределах определенных тектонических зон, а континентальная — проявлением мощного орогенного вулканизма и гранитообразования на всей территории каледонид. В результате каледонского развития были сформированы основные покровно-складчатые сооружения — каледониды Центральной Азии (рис. 1).

ГЛАВА ВТОРАЯ

СООТНОШЕНИЕ КАЛЕДОНИД С ДРЕВНИМ ОБРАМЛЕНИЕМ И ПРОБЛЕМА ФУНДАМЕНТА

Исследование соотношений структур складчатой области с более древним фундаментом является весьма сложной и неоднозначной проблемой, так как сами понятия "каледонская складчатая область" или "каледониды", как отмечалось, а также "фундамент" часто трактуются по-разному. По-видимому, понятие "фундамент" имеет смысл употреблять, когда имеется минимум два структурных этажа различного строения. Обычно породы нижнего этажа сильнее дислоцированы и метаморфизованы, чем верхнего и, как правило, еще до его образования. Породы верхнего этажа накапливаются на поверхности нижнего и часто имеют другой состав и строение. Причиной резких изменений условий формирования верхнего этажа, очевидно, являлось существование нижнего этажа — фундамента. Естественно, чем сильнее были переработаны породы нижнего этажа до накопления верхнего, тем резче различия между ними и тем больше заметна роль фундамента. В большинстве случаев чем больше разница в возрасте пород верхнего и нижнего этажа, тем больше нижний этаж выполняет роль фундамента, а верхний — осадочного или вулканогенного чехла. Следовательно, фундамент каледонид должен представлять собой комплекс древних (довендских) пород, дислоцированных и метаморфизованных до накопления пород каледонского этапа развития.

Конкретизация понятий "каледониды Центральной Азии" и "докаледонский фундамент" позволяет уточнить задачи, которые будут решаться при выяснении соотношений между ними. Эти задачи имеют временной и пространственный аспекты, и поэтому представляется прежде всего необходимым охарактеризовать строение докаледонского фундамента восточного обрамления; показать соотношения каледонид с этим обрамлением; рассмотреть проблему "выступов древнего фундамента" внутри каледонид и, наконец, роль в них меланоκραтового основания офиолитов.

К каледонидам с востока примыкают крупные массивы, сложенные породами докаледонских складчато-метаморфических комплексов Енисейского кряжа, хребта Восточный Саян, нагорья Сангилен, Прихубсугульского и Дзабханского массивов Западной Монголии. Структуры и породы этих массивов привлекают внимание многих исследователей, вместе с тем даже возраст наиболее молодых комплексов пород, участвующих в их строении, разными авторами определяется неодинаково [Зайцев, 1960а; Херасков, 1966; Берзин, 1967; Александров и др., 1974; Ширококов, Сезько, 1979; Гинцигер и др., 1979; Алтухов, 1980; Постельников, 1980; Волобуев и др., 1980; Митрофанов и др., 1981; Ильин, 1982]. Поэтому предлагается провести анализ строения восточного обрамления в общей форме, в рамках трех наиболее крупных структурно-возрастных этажей. К верхнему венд-кембрийскому этажу относятся карбонатно-терригенные отложения, обычно охарактеризованные остатками фауны и залегающие в виде эпиконтинентального чехла на структурах нижних этажей [Дергунов и др., 1980б]. Средним рифейским этажом считаются весьма разнообразные по составу и преимущественно слабо метаморфизованные отложения, иногда содержащие органические остатки и, по-видимому, слагающие отдельные линейные зоны [Постельников, 1980]. К нижнему, архейско-нижнепротерозойскому этажу относятся метаморфические образования, образующие крупные массивы, отдельные глыбы и небольшие выходы [Митрофанов и др., 1981; Ильин, 1982].

Нижний структурный этаж сложен архейско-нижнепротерозойскими комплексами глубоко метаморфизованных пород. Они почти непрерывной цепью выступов прослеживаются с севера на юг начиная от Енисейской глыбы Енисейского кряжа. Южнее идут Канская, Бирюсинская, Арзыбейская, Гарганская и другие глыбы, а также Шарыжалгайский и Хамар-Дабанский массивы Восточного Саяна. Еще южнее расположены Сангиленский массив Восточной Тувы и его продолжение в Северной Монголии, а также Дзабханский массив Западной Монголии, объединяемые в Тувино-Монгольский массив.

Древнейшими в перечисленных выступах нижнего этажа обычно считаются метаморфиты с реликтами гранулитовой фации: шпинель-гранат-кордиеритовые гнейсы, эндербиты, чарнокиты, форстеритовые мраморы. Они слагают наиболее глубокие части разрезов канской серии Южно-Енисейского массива, бирюсинской — Восточного Саяна и эрзинской — Сангилены.

Недавние определения абсолютного возраста по изохронам изотопов свинца для гнейсов и урано-свинцовым методом монцититов и цирконов канской серии дали 4100 ± 200 млн лет. Мраморы из южной части бирюсинской и шарыжалгайской серий, залегающих в основании разрезов одноименных выступов Восточного Саяна, изучались теми же методами и также показали очень древние возрасты — 3100 ± 300 и 2900 ± 300 млн лет [Волобуев и др., 1980].

Также к нижнему структурному этажу относятся метаморфиты амфиболитовой фации, слагающие верхние части разрезов большинства перечисленных выступов фундамента. Обычно они представлены андалузит-кордиерит-двуслюдяными гнейсами, биотит-амфиболовыми сланцами, лептитам, амфиболитами, железистыми кварцитами, гранат-слюдяными гнейсами и мраморами. В Южно-Енисейском массиве это, вероятно, породы енисейской, в Шарыжалгайском — слюдянской серий, в Сангиленском — моренского комплекса, а на его южном продолжении — складчато-метаморфические образования Дзабханской зоны Западной Монголии (рис. 2). Некоторые материалы позволяют относить эти также глубоко метаморфизованные отложения к более молодому, по-видимому, нижнепротерозойскому, комплексу, формирование которого происходило значительно позднее и, возможно, после существенного перерыва [Митрофанов и др., 1981]. Определенные возраста мраморов из шумихинской, западной части бирюсинской (?) и слю-

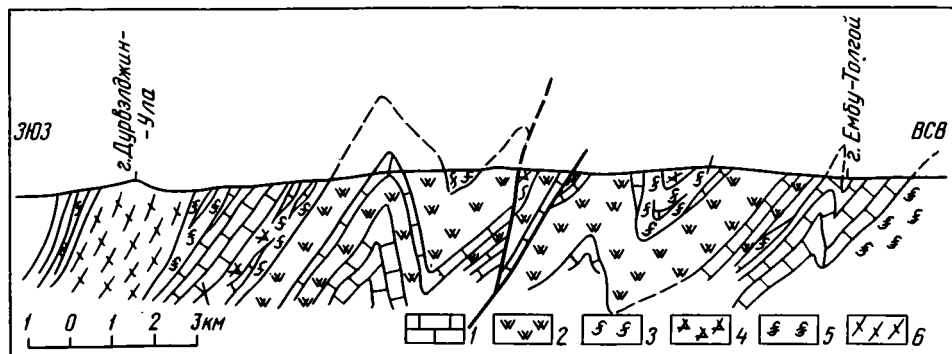


Рис. 2. Структурный профиль древних метаморфических пород на водоразделе рек Дзабхан и Хунгуй, Дзабханская зона

1 — мраморизованные известняки; 2 — кварциты; 3 — кварц-биотитовые сланцы; 4 — кварц-амфиболовые сланцы; 5 — биотитовые гнейсы; 6 — плагиогнейсы

дзянской серий показали 2520 ± 300 , 1600 ± 200 и 1980 ± 60 млн лет соответственно [Волобуев, и др., 1980]. Следовательно, разница в абсолютном возрасте метаморфитов, слагающих нижние и верхние части разрезов, достигает миллиарда лет. Эти данные не противоречат представлениям об огромной длительности формирования метаморфитов, а также не исключают возможности значительных перерывов.

Средний, рифейский, структурный этаж представлен весьма разнообразными по строению, структурному положению, степени метаморфизма и составу комплексами пород. Объединяющим признаком является одинаковое стратиграфическое и структурное положение между образованиями нижнего и верхнего структурных этажей, иначе говоря, в той или иной мере обоснованный рифейский возраст. Отложения среднего структурного этажа широко развиты и относительно полно изучены в пределах Енисейского кряжа, где они разделяются на серии эвгеосинклинального и миогеосинклинального типа, слагающие внутреннюю, западную и внешнюю, восточную, зоны соответственно [Постельников, 1980].

Вероятно, не менее широко рифейские отложения развиты в пределах Восточного Саяна, но здесь многие из них могут быть отнесены к среднему этажу только условно, так как их возраст еще неодинаково оценивается разными исследователями [Берзин, 1967; Бондарева, 1978а; Геологическое..., 1978; Бутов и др., 1979; Волобуев и др., 1980; Ильин, 1982].

Южнее, в пределах Сангиленского массива и его продолжения в северные, а также западные районы Монголии в виде Дзабханского массива, рифейские, более вероятно верхнерифейские, отложения сохранились в основании разрезов прогибов, выполненных толщами венд-кембрийских пород [Александров и др., 1974; Дергунов и др., 1980, а, б; Ильин, 1982].

Наиболее полно сведения об отложениях среднего этажа в пределах Енисейского кряжа изложены в работах Е.С. Постельникова. В них восточная, большая часть Енисейского кряжа, выделена в качестве внешней или миогеосинклинальной зоны. Здесь рифейские отложения выполняют крупные конседиментационные прогибы и перекрывают разделяющие их поднятия. В их основании находится тейская серия, состоящая из пачек дистен-ставролит-гранатовых, амфибол-биотитовых, кварц-полевошпатовых и кварц-амфиболовых сланцев, кварцитов и мраморов. Эти метаосадочные породы с перерывом и несогласием перекрывают образования нижнего структурного этажа, судя по тому, что они не затронуты ультраметаморфизмом и гранитизацией с возрастом 1850 ± 50 млн лет [Волобуев и др., 1976].

Выше залегают породы трех формаций сухопитской серии, отделенные на поднятиях перерывами. Это метапелиты с прослоями глинистых известняков и алевроли-

тов, иногда в основании аркозовые песчаники и конгломераты. В совокупности эти породы образуют аспидную формацию, в которой в западных районах края появляются метавулканиды основного состава. Вверх по разрезу аспидную формацию сменяет ритмично-сложенная, представленная закономерно чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а выше ее — карбостромовая, состоящая из пестро окрашенных известняков с линзами кремней, конгломерато-брекчий, массивных доломитов. В последней встречаются туфы и лавы андезито-базальтового и кислого состава, также приуроченные к западным районам. Разнообразные породы тунгусской серии завершают разрез отложений геосинклинального типа, они представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известняками, доломитами и конгломератами, на западе добавляются вулканиды разного состава. Суммарная мощность осадков внешней зоны достигает 11—12 км. Их накопление завершается гранитообразованием батолитового типа (850 ± 60 млн лет).

В западной зоне, которая считается внутренней — эвгеосинклинальной, состав выполняющих пород и строение фундамента существенно иные. Судя по крупным гравитационным максимумам и широкому развитию пород офиолитовой ассоциации "гранитный" слой здесь, вероятно, становится тоньше или исчезает совсем. Мелкие массивы серпентинитов по дунитам, гарцбургитам, лерцолитам и другим ультраосновным породам приурочены к Енисейскому разлому, ограничивающему внутреннюю зону с запада. Гипербазиты пересечены гранитами (850—950 млн лет) и в виде галек встречаются в конгломератах самой молодой вороговской серии. К этому же разлому приурочен более крупный Борисихинский массив, в низах которого расположены ультраосновные породы, а выше они через пироксениты сменяются габброидами, анортозитами, диоритами и амфиболитами. Весьма вероятно, что габбро-гипербазитовые тела являются тектоническими отторженцами меланократового основания.

Нижняя в разрезе исаковская серия представлена кварц-серцитовыми углеродистыми сланцами с горизонтами кварцитов, карбонатов, метадиабазов, лав и туфов основного состава, местами мраморов и амфиболитов. Вверх ее сменяет нижнесурнихинская серия вулканомиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями туфов и кислых лав, выше — сланцы с линзами кварцевых порфиров, туфов и лав, андезито-базальтов, завершают разрез кварциты, известняки и глинистые сланцы. Суммарная мощность обеих свит примерно 6—7 км. Е.С. Постельников считает возможным относить их к офиолитовой ассоциации, а в нижнесурнихинской находит сходство с островодужными комплексами. В возрастном отношении исаковская сопоставляется с сухопитской серией внешней зоны и вместе с ней относится к нижнему—среднему рифею. Нижнесурнихинская сопоставляется с тунгусикской, и обе определяются как средне-верхнерифейские.

На отложениях геосинклинального типа внутренней и внешней зон резко несогласно с грубообломочными породами в основании лежат молассоиды, включающие иногда пачки флишоидных и олистостромовых пород, а также вулканидов трахибазальтового ряда. В молассоидах западной зоны присутствуют щелочные толеиты континентального типа. Все орогенные отложения венчаются красноцветной молассой, нередко переходящей в карбонатные отложения платформенного вида. Формирование орогенных отложений сопровождалось образованием лейкократовых гранитов. Верхнерифейский и вендский возраст молассоидов определяется по онколитами, собранным в карбонатных породах, причем отчетливо разделяются впадины, выполненные верхнерифейскими и вендскими молассоидами, именно последние переходят в нижнекембрийские толщи платформенного типа.

Представляется, что вывод Е.С. Постельникова о том, что геосинклинальные прогибы заложились при расколе и растяжении карельского основания, вполне оправдан.

На территории Восточного Саяна к среднему структурному этажу можно отнести

рифейские отложения, известные в основании разрезов многих опущенных структур: кувайскую серию Манского грабена, миричунскую — Миричунского [Геологическое..., 1978], сархойскую свиту Боксон-Сархойского синклинория [Хоментовский, 1976]. Весьма вероятно, что и другие толщи тоже имеют рифейский возраст, хотя некоторые из них оказались палеозойскими [Бутов, 1986].

Нижний комплекс пород, выполняющих Урикско-Ийский грабен в восточной части Восточного Саяна, напоминает породы аспидной, флишеидной и карбостромовой формаций, входящих в сухопитскую серию Енисейского кряжа. Определенное сходство в строении и составе пород обнаруживается между средним комплексом Урикско-Ийского грабена и средней тунгусикской серией, и, наконец, весьма похожи толщи верхнерифейских молассоидов, развитые в обоих регионах [Постельников, 1980].

В южной части Восточного Саяна находятся Восточно-Тувинский, Боксон-Сархойский прогибы и примыкающий к ним с юго-востока Прихубсугульский прогиб Северной Монголии. В них заметное развитие получили аналоги верхнерифейских и вендских молассоидных толщ, завершающих строение рифейского структурного этажа. Они представлены долонской и ноганойской свитами в Восточно-Тувинском, сархойской — в Боксон-Сархойском и дархатской — в Прихубсугульском прогибах. Эти отложения обычно с разрывом и нередко резким несогласием лежат на более древних образованиях, причем в базальных конгломератах дархатской свиты обнаружена галька древних гранитоидов, абсолютный возраст которых 823 млн лет [Зайцев, Ильин, 1970; Хоментовский, 1976; Бутов, 1980, 1986]. Состав, строение и мощность этих толщ весьма разнообразны — полимиктовые, иногда известковистые песчаники и алевролиты, гравелиты, конгломераты, местами преобладают наземные вулканиты андезит-липаритового ряда. Верхняя граница их может быть резкая, отмеченная несогласием и глубоким разрывом, судя по гранитоидам в гальках базальных конгломератов толщ верхнего, венд-кембрийского, этажа.

Строение рифейского этажа в пределах Дзабханского массива Западной Монголии сходно с его верхней частью на юге Восточного Саяна. Он представлен здесь свитой, сложенной андезит-липаритовыми вулканитами и терригенными породами молассоидного типа, т.е. также только самой верхней, венд-верхнерифейской частью среднего этажа. Она лежит непосредственно на древних метаморфитах нижнего, архей-нижнепротерозойского этажа и перекрыта с разрывом и несогласием эпиконтинентальным чехлом терригенно-карбонатных венд-кембрийских пород, слагающих верхний структурный этаж [Дергунов и др., 1980б].

Таким образом, наиболее характерными структурами рифейского этажа являются линейные прогибы, достигающие в длину нескольких сотен, а в ширину — десятков километров. На конседиментационность этих структур указывает большая мощность выполняющих пород (6—8 и даже 10 км), в то время как на разделяющих поднятиях их мощность существенно уменьшается. На большую глубину заложения некоторых рифейских грабенов указывает состав выполняющих пород, набор которых в Енисейском прогибе и основании Манского напоминает офиолитовую ассоциацию.

Перечисленные особенности строения среднего структурного этажа и состава слагающих его пород показывают, что в рифее главными структурами были крупные и нередко глубокие линейные конседиментационные грабены. Метаморфический фундамент между грабенами сохранялся в виде поднятых блоков и покрывался осадками только в периоды общего погружения. Можно полагать, что ведущим процессом тектонического развития восточного обрамления каледонид в рифее был рифтогенез.

Верхний, венд-кембрийский, этаж объединяет структуры уже каледонского этапа развития, соотношения которых с более древними в пределах обрамления и разновозрастными вне его определяют непосредственные взаимосвязи каледонид и докаледонид во времени и пространстве. Толщи пород верхнего этажа

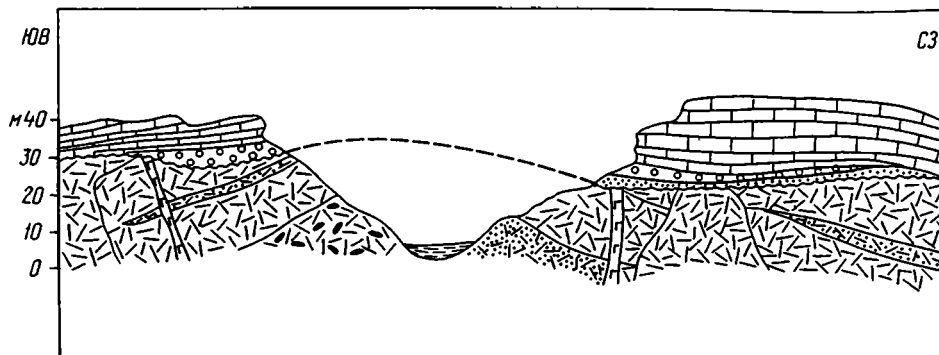


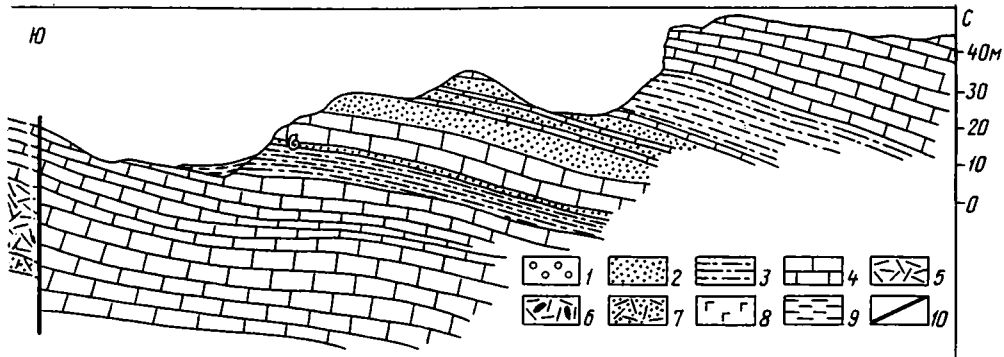
Рис. 3. Несогласное налегание толщи венд-нижнекембрийских терригенно-карбонатных пород на верхнерифейские субазральные вулканиты Дзабханской зоны в верховьях р. Дзабхан (район сомона Тайшир)

1—4 — венд-нижнекембрийские отложения: 1 — базальные конгломераты, 2 — песчаники и гравелиты, 3 — алевролиты, 4 — известняки; 5—8 — верхнерифейские вулканиты: 5 — риолитовые порфиры, 6 — лавобрекчи, 7 — туфы, 8 — дайки диабазов; 9 — рыхлые четвертичные отложения; 10 — разлом

так же широко развиты, как среднего, рифейского, но отличаются более простым строением и однообразным набором пород. Практически на всей территории обрамления они представлены терригенно-карбонатными отложениями миеогеосинклинального типа, местами очень слабодислоцированными. Мощности их заметно изменяются, достигая 5—6 км в крупных прогибах (Манский прогиб Восточного Саяна [Геологическое..., 1978], Хубсугульский прогиб Северной Монголии [Ильин, 1982; и др.]) и 2—3 км между ними. Изменение мощностей происходит главным образом за счет нижних, вендских, горизонтов, терригенные отложения которых заполняли прогибы, выравнивая рельеф перед осадждением верхних, кембрийских, в основном карбонатных пород на более широких площадях [Семихатов, 1962; Григорьев, 1963; Хоментовский, 1976].

Главные различия в строении верхнего структурного этажа выражены неодинаковыми соотношениями его с более древними образованиями в разных структурах: в прогибах венд-кембрийские отложения связаны с рифейскими постепенными переходами, а на поднятиях, как правило, они разделены перерывами, глубокими размывами и угловыми несогласиями. Особенности строения и тектонического положения верхнего этажа в восточной части обрамления каледонид хорошо видны при прослеживании вендской мотской свиты из Присаянья на восток через Иркутский амфитеатр в Прибайкалье и далее к Патомскому нагорью. В прогибах мотская свита становится более карбонатной и согласно подстилается преимущественно терригенными рифейскими отложениями, а на поднятиях обогащается терригенным материалом и часто с размывом ложится непосредственно на древний метаморфический фундамент. При этом состав и мощность вышележащих нижнекембрийских карбонатных отложений изменяются очень мало, и практически всюду они остаются сходными с одновозрастными отложениями прогибов Сибирской платформы [Хоментовский, 1976, рис. 31].

Иные соотношения наблюдаются на западном склоне Восточного Саяна, в Северной Монголии и Дзабханском массиве Западной Монголии, т.е. в районах, которые непосредственно примыкают к области каледонид. Здесь уменьшается мощность терригенных пород в основании разреза и нередко они отделены от подстилающих существенным перерывом и несогласием. В крупнейшем Манском прогибе Восточного Саяна вулканиты кувайской серии с местным несогласием перекрываются терригенно-карбонатными отложениями ангалойского горизонта, а те ближе к середине прогиба — аналогичными породами анастасьинской свиты



венда, выше идут доломиты, затем известняки нижнего и среднего кембрия [Геологическое..., 1978]. Однако в Хубсугульском прогибе сходные венд-кембрийские терригенно-карбонатные отложения лежат с размывом на молассоидах и орогенных вулканитах.

Важно отметить, что опорные районы южной части Дзабханского массива (окрестности сомона Тайшир и район горы Хасагту-Ула) удалены от Восточного Саяна более чем на 500 км, но построены сходно (рис. 3) [Дергунов и др., 1980а,б]. Терригенно-карбонатные толщи венд-нижнекембрийского возраста имеют здесь аналогичный состав, мощность и охарактеризованы сходными остатками юдомских онколитов, а выше — нижнекембрийских археоциат и трилобитов [Маркова и др., 1972]. Из этого следует, что вендские и особенно нижнекембрийские отложения близки по составу на огромной площади обрамления. Они перекрывали структуры среднего, рифейского и нередко нижнего, архейско-нижнепротерозойского этажей в виде осадочного чехла, мало отличающегося от чехла Сибирской платформы. Поэтому есть основание полагать, что в нижнем кембрии эпиконтинентальный бассейн распространялся на все восточное обрамление, а западнее соединялся с каледонским палеоокеаном Центральной Азии. На последнее обстоятельство указывает сходство нижнекембрийских карбонатных пород, слагающих большие части разрезов Белькского белогорья, примыкающего непосредственно к Восточному Саяну. Карбонатные толщи Бетеновского кряжа, Мрасского антиклинария Горной Шории и, наконец, кремнисто-карбонатные отложения Катунского горст-антиклинария Горного Алтая прослеживаются на юго-запад почти непрерывной полосой вдоль северо-восточной окраины Алтае-Саянской области [Кузнецов, 1954; Винкман, 1959; Моссаковский, 1963; Дергунов, 1967; и др.].

Подобные связи карбонатных толщ обрамления и области каледонид наметились также в Западной Монголии. Здесь в пределах Азабханского массива залегает мощная толща массивных и слоистых известняков с юдомскими онколитами в нижней части разреза и остатками археоциат и хиолитидов ботомского яруса в верхней. Западнее и южнее очень мощные карбонатные пачки, но уже с прослоями кремнистых пород, находятся в составе венд-нижнекембрийской спилит-кератофировой формации, слагающей основу краевой, Дагандельской, зоны каледонид [Дергунов и др., 1980а; Дергунов, 1981].

Таким образом, каждый этаж обладает определенными особенностями строения, позволяющими судить о палеотектонических структурах, формировавшихся на соответствующем этапе развития обрамления. В нижнем, архей-протерозойском, этаже повсеместно развиты очень напряженные складчатые формы, отражающие многократные и гетерогенные процессы его формирования. Следует отметить глубокий и относительно равномерный метаморфизм и дислоцированность слагающих пород. Средний, рифейский, этаж, наоборот, характеризуется разнообразием строения и неравномерностью распределения структур. Ему наиболее

свойственны рифтогенные грабены, в пределах которых рифейские толщи нередко интенсивно смяты в линейные складки.

Верхний, венд-кембрийский, этаж вновь, как и нижний, характеризуется относительно однообразным строением. Здесь нередко развиты пологие неполные складки, причем часто незаметна их конседиментационная природа, так как слагающие их толщи пород образуют осадочный покров. Однако в Западном Прихубсугулье они смяты весьма интенсивно. Именно особенности строения верхнего этажа показывают, что он накапливался в условиях общего погружения. Строение толщ верхнего этажа характеризует основные переходы венд-кембрийских толщ по латерали от кремнисто-карбонатных краевых формаций области каледонид к терригенно-карбонатным обрамлениям и, наконец, карбонатным Сибирской платформы.

ВЫСТУПЫ ДРЕВНЕГО ФУНДАМЕНТА

На территории каледонид Алтае-Саянской области многие исследователи описывают выступы древнего фундамента: Теректинский, Курайский, Оройский, Телецкий на Горном Алтае [Родыгин, 1968, 1979; Винкман, 1978; Лепезин, 1978], Джебашский, Аксугский и др. в Западном Саяне [Сивов, 1971; Черноморский, 1965], Томский и Терсинский в Кузнецком Алатау [Ивонин, 1971; Шепель, 1972]. Общей особенностью "древних выступов" являются измененные и деформированные породы, иногда достигающие амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 4).

Наибольшее внимание среди этих структур привлекает Теректинский горст, в пределах которого В.А. Обручев еще в 1914 г. выделил теректинскую свиту древних метаморфических сланцев. Тщательно изучал Теректинский и другие подобные горсты А.И. Родыгин [1968, 1979; и др.]. Он исследовал составы и структурные особенности пород, строение разрезов и соотношения между толщами метаморфитов. Основу Теректинского горста слагают теректинская и уймонская свиты зеленых метаморфических сланцев. Ю.С. Перфильев показал, что уймонская свита состоит из метаморфизованных вулканогенных пород основного состава, прослоев слюдястых кварцитов и линз мраморов и согласно лежит на метатерригенных сланцах теректинской свиты. На основании сопоставлений Ю.С. Перфильев считал, что уймонская свита не может быть древнее синия [Перфильев, 1964]. Р.И. Родыгин установил, что сланцы теректинской свиты изначально залегают выше пород уймонской и с достоверностью проследил такие же соотношения между аналогами этих свит в Курайском, Оройском и Телецком горстах [Родыгин, 1979]. Поэтому можно считать установленным, что в этих структурах Горного Алтая толщи зеленых метаморфических сланцев, образованных по пелитам и алевролитам, лежат выше таких же сланцев, образованных по вулканогенно-терригенным породам, среди которых встречаются слюдястые кварциты и мраморы, а также местами небольшие тела серпентинитов.

Существенно новые данные в последние годы получила Г.Г. Дук, которая провела тонкие структурные и петрологические исследования в Теректинском горсте [Дук, 1982]. Она установила, что глаукофансодержащие зеленые сланцы теректинского комплекса слагают узкий, но протяженный пояс метаморфизма повышенного давления и что определяющие черты его строения созданы каледонскими движениями. Несмотря на это, Г.Г. Дук традиционно принимает верхнерифейский возраст для слагающих этот пояс метаморфических пород.

Важные, определяющие особенности строения Теректинского горста, обнаружил Н.Н. Херасков [Дергунов, Херасков, 1985], выяснивший, что дугообразные разломы, ограничивающие чешуи-пластины, представлены зонами рассланцевания, которые падают очень круто, но согласно с напластованием пород в пластинах. Таким образом, здесь картируется первично горизонтальная шарьяжная структура, в которой на зеленых сланцах теректинской свиты залегает олистостромовая пластина, сложенная такими же сланцами, но с олистолитами сильно измененных эффузивов, кварцитов, серых глинисто-кремнистых сланцев (рис. 5). Они

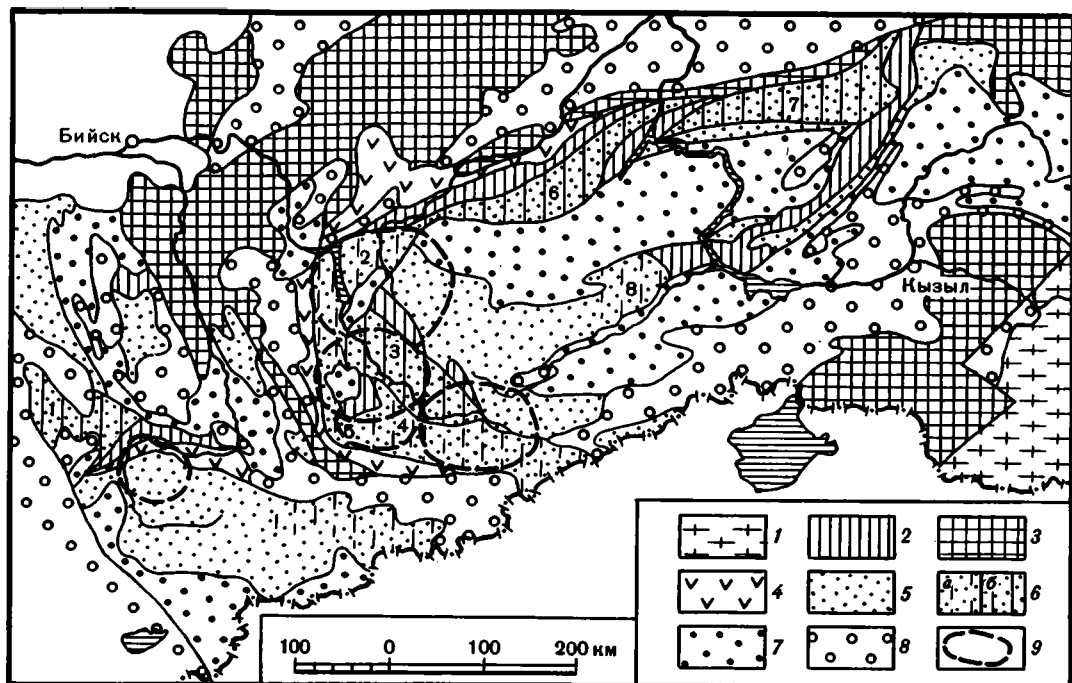


Рис. 4. Положение полей метаморфических сланцев в каледонидах Алтае-Саянской области [Дергунов, Херасков, 1982]

1 — докембрийские метаморфиты Тувино-Монгольского массива; венд-кембрийские комплексы: 2 — офиолитовая ассоциация, 3 — карбонатные и вулканогенные формации; кембрийские флишионные терригенные и туфогенно-терригенные комплексы: 4 — формация зеленых туфов, 5 — филлитизированные породы; 6 — породы, метаморфизованные главным образом в зеленосланцевой формации (а — относимые к кембрию, б — относимые к докембрию); 7 — ордовик-силурийские терригенно-карбонатные и молассоидные комплексы; 8 — среднепалеозойские комплексы моласс и субсквентных вулканитов; 9 — кольцевые структуры, видимые на космических снимках. Поля метаморфических пород: 1 — Теректинское, 2 — Телецкое, 3 — Чульчинское, 4 — Оройское, 5 — Курайское, 6 — Джебашское, 7 — Амыльское, 8 — Аксугское

рассланцованы и превращены в альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-эпидот-глаукофановые, серицит-кварцевые сланцы. Часто встречаются крупные олистолиты и олистоплаки серпентинитов, слагающие отдельные линзы мощностью до 20 м и протяженностью до нескольких сот метров. Восточнее находится покрывающая пластина, сложенная породами, сопоставимыми с верхней спилито-фтанито-сланцевой частью венд-кембрийской офиолитовой ассоциации, но заметно сильнее измененными, чем в других районах Алтая и Западного Саяна. Породы именно этой пластины встречаются в виде олистолитов среди сланцев теректинской свиты и указывают на ее более молодой возраст. Метаморфизм пород, слагающих верхнюю пластину, постепенно падает при движении на восток, где они перекрываются зеленокаменноизмененной вулканогенно-терригенной сугашской свитой нижнего—среднего кембрия, которая, в свою очередь, перекрыта там терригенной толщей верхнего кембрия.

Таким образом, наличие обломков офиолитовой ассоциации венда—нижнего кембрия в олистостромовой толще теректинской свиты показывает, что она, вероятно, относится к среднему—верхнему кембрию.

Особое место среди "выступов древнего фундамента" отводится Курайскому горсту (см. рис. 4), где описываются выходы древнейших нижнепротерозойских метаморфических пород [Родыгин, 1968; 1979; Вылцан, 1969; Лепезин,

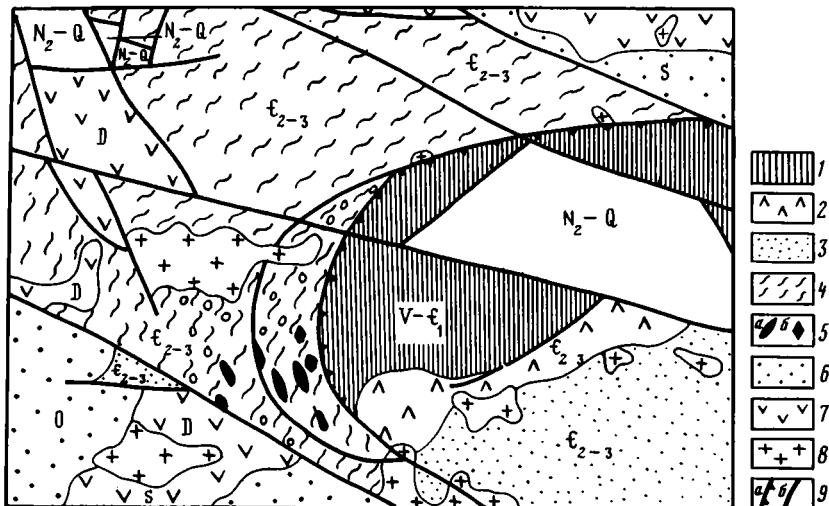


Рис. 5. Тектонические покровы и олистостромы в верховьях р. Катунь на Горном Алтае (район впадения р. Кокса, Теректинский "выступ фундамента")

1 — венд-нижнекембрийская офиолитовая ассоциация; 2 — ниже-среднекембрийские туфогенно-терригенные отложения, зеленокаменноизмененные (формации зеленых туфов); 3, 4 — средне-верхнекембрийские флишодные отложения (горноалтайская серия); 3 — слабометаморфизованные, 4 — превращенные в зеленые метаморфические сланцы (теректинская свита); 5 — олистостромовый комплекс, олистоплаки серпентинитов (а) и глаукофановые сланцы (б); 6 — ордовикские и силурийские терригенно-карбонатные отложения; 7 — девонские субсквентные вулканиты и молассы; 8 — девонские гранитоиды; 9 — шарьяжи (а), прочие разломы (б)

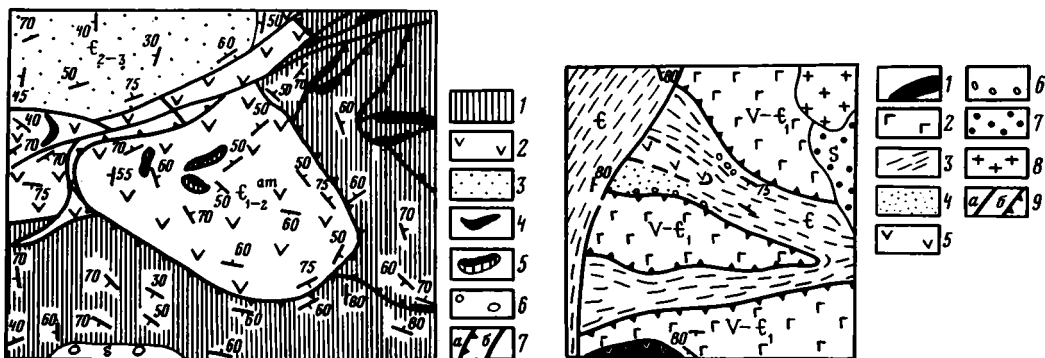


Рис. 6. Тектонические покровы и олистостромы в верховьях р. Урубун (восточная часть Куртушибинской шовной зоны в Западном Саяне)

1 — венд-нижнекембрийская офиолитовая ассоциация (кремнистые сланцы, филлиты, кварциты, известняки, спилиты чингинской свиты); 2 — ниже-среднекембрийские хлоритовые парасланцы и эпидит-актинолитовые ортосланцы амьельской свиты; 3 — средне-верхнекембрийские метаморфизованные песчаники и хлоритовые сланцы; 4 — серпентинитовые протрузии и меланж; 5 — олистоплаки серпентинитов и кремнистых сланцев; 6 — силурийские песчаники; 7 — разломы (а — шарьяжи, б — прочие)

Рис. 7. Тектонические покровы и олистостромы по р. Амыл, в районе устья р. Кална (восточная часть Куртушибинской шовной зоны в Западном Саяне)

Венд-нижнекембрийская офиолитовая ассоциация: 1 — пластина серпентинитов, 2 — чингинская свита (зеленокаменные базальты, углито-глинистые сланцы, черные и светлые микрокварциты); ниже-среднекембрийские зеленые сланцы амьельской свиты: 3 — хлорит-кварцевые сланцы по песчаникам и алевролитам, 4 — кварцитовые сланцы по песчаникам. 5 — эпидит-актинолит-альбитовые сланцы по андезитам; 6 — горизонты олистостром; 7 — силурийские песчаники; 8 — девонские гранитоиды; 9 — разломы (а — взбросы, б — шарьяжи)

1978; и др.]. Г.Г. Лепезин подчеркивает, что метапелитовые породы в нем достигают амфиболитовой фации повышенных давлений андалузит-силлиманитового типа. Ранее считалось, что эти метаморфиты образовались в результате локального изменения терригенных палеозойских пород в зонах разломов и повышенной проницаемости. Их постепенные переходы по простиранию с песчано-алевритосланцевой горноалтайской свитой непосредственно в поле проследили М.Н. Ланда и автор [Дергунов, 1967]. В работах А.И. Родыгина и Г.Г. Лепезина образование переходных зон объясняется наложением бластомилонитизации, приведшей к ретроградному метаморфизму до зеленосланцевой фации и создавшей видимость постепенного перехода. Более того, само образование ограничивающих этот горст зон бластомилонитов относится к древнему, допалеозойскому времени. Отсюда следует, что этот горст в близких к современным очертаниям должен был существовать уже в докембрии, а затем в палеозое вновь был выдвинут на поверхность сквозь кембрийские толщи по тем же зонам докембрийских милонитов. Малая вероятность такого механизма горстобразования представляется очевидной, тем более, что среди "докембрийских" бластомилонитов обнаружена линза венд-кембрийских строматолитовых известняков, которая убедительно указывает на их послекембрийский возраст. По-видимому, как и раньше, можно считать метаморфические породы "горста" аналогами нижнепалеозойских толщ, с которыми они связаны постепенными переходами [Дергунов, 1967], тем более, что "по типу этот метаморфизм не отличается от палеозойского" [Лепезин, 1978, с. 13], а все определения абсолютного возраста не опускаются ниже границы палеозоя [Родыгин, 1968; Лепезин, 1978; и др.]. Следует добавить, что Курайская зона прослежена далеко на север, а от Телецкого озера — на восток-северо-восток. Здесь в бассейне верхнего течения р. Большой Абакан метаморфизм постепенно ослабевает так же, как на ее юго-восточном окончании, и кристаллические сланцы и гнейсы сменяются слабо измененными терригенными породами верхнекембрийской горно-алтайской свиты [Дергунов, 1967].

В Оройском "выступе" (см. рис. 4) этой же зоны сложнодислоцированные, но относительно полого залегающие зеленые сланцы, образуют нижнюю толщу терригенного комплекса, а его верхние толщи сложены такими же, но слабо измененными терригенными породами, смятыми в изоклинальные складки с почти вертикальными осевыми плоскостями. Между нижними и верхними толщами проходит поверхность тектонической дисгармонии, принимавшаяся ранее за стратиграфическое несогласие. По-видимому, она возникла на уровне верхней границы зоны зеленых сланцев. Подобные соотношения складчатых структур наблюдались в ядрах и на крыльях купольных антиклиналей на Горном Алтае [Волочкович, Леонтьев, 1964], Монгольском Алтае [Дергунов и др., 1980а] и Западном Саяне и, вероятно, являются широко распространенным общим явлением в мощных и однородных терригенных толщах. Однако, естественно, они не могут служить обоснованием древнего возраста зеленых сланцев.

В Западном Саяне кембрийский возраст большинства метаморфических толщ, на наш взгляд, достаточно обоснован [Херасков, 1970а, 1979; Дергунов, Херасков, 1985], хотя в Джебашском синклинии налегание джебашских метаморфических сланцев на темно-серые кремнистые и глинистые сланцы, кварциты верхов венд-кембрийской ассоциации (чингинская свита) происходит в сложной тектонической обстановке. Однако в западной его части З.П. Люболинская и Г.Г. Семенов (устное сообщение) наблюдали постепенный переход метаморфических толщ джебашской свиты во флишеидные толщи верхнего кембрия.

Более четкие данные имеются на западном окончании Куртушибинской зоны. Здесь в Аксугском поле метаморфические породы выходят в ядре антиформной структуры в автохтонном залегании. На крыльях ее сохранился офиолитовый покров, сложенный в основном спилито-фтанито-сланцевой чингинской свитой и местами серпентинитами. Следует отметить, что метаморфизм максимально

проявился на крыльях, в зоне шарьяжа, где чингинские эффузивы превращены в актинолит-эпидотовые сланцы, в то время как в ядре антиформы вскрыты терригенные породы, значительно менее метаморфизованные. На востоке Куртушибинской зоны, в районе р. Урбун (рис. 6), небольшое поле метаморфических пород тоже выходит в ядре антиформной структуры в автохтонном залегании, под покровом, сложенным офиолитовой ассоциацией. Здесь среди терригенных пород, превращенных в метаморфические сланцы, встречаются олистоплаки, состоящие из пород офиолитовой ассоциации. Они имеют мощность до 10—15 м при протяженности до первых километров.

Еще восточнее, по р. Амылу, в районе устья р. Калны (рис. 7), метаморфические породы обнажены в антиформе и перекрыты офиолитовыми покровами, в том числе габбро-гипербазитами. Породы сильно перемяты, залегают круто, и структура расшифровывается с трудом. Однако не вызывает сомнения, что метаморфиты моложе пород офиолитовой ассоциации, так как среди метаморфитов здесь также встречаются обломки и глыбы пород, слагающих верхнюю часть офиолитовой ассоциации.

В Кузнецком Алатау также выделяются Томский и Терсинский "выступы фундамента", но они сложены в значительной мере метаморфизованными вулканогенными породами [Ивонин, 1971; Лепезин, 1978; и др.]. В качестве обоснования их древнего возраста приводится высокая степень метаморфизма, расположение под "рифейскими" толщами и данные абсолютного возраста. Однако результаты крупномасштабного картирования вновь подтвердили постепенные переходы этих метаморфитов к нижнепалеозойским породам, а достоверность определений абсолютного возраста обоснованно поставлена под сомнение [Алабин, 1983]. Кроме того, можно добавить, что выходы этих "древних" метаморфитов тяготеют к телам габбро-гипербазитов и других пород офиолитовой ассоциации, покровное тектоническое положение которых представляется несомненным [Коновалова, Прусевич, 1977; Прусевич, 1981]. Таким образом, эти комплексы метаморфитов также можно рассматривать как палеозойские отложения, метаморфизованные в зонах напряженной, по всей вероятности покровной, тектоники.

Представляется, что усиление метаморфизма можно объяснить в одних случаях воздействием мощных офиолитовых покровов, сопровождающихся локальным образованием глаукофановых сланцев [Добрецов, 1977; Дук, 1982]. В других условиях метаморфизм может развиваться в результате скучивания при интенсивной изоклинальной складчатости, приводящей к многократному увеличению вертикальной мощности и к погружению нижних толщ в зону зеленосланцевой и более высоких по температуре и давлению фаций. Нередко достаточно четко устанавливается связь метаморфизма с гранитизацией. Зоны гранитизации хорошо видны на космических снимках в виде кольцевых структур диаметром 70—80 км на востоке Горного Алтая, где, возможно, действовали оба механизма метаморфических преобразований (см. рис. 4) [Дергунов, Херасков, 1985]. Связь метаморфических толщ с покровообразованием ранее отмечал Н.Л. Добрецов [1978]. Важно отметить, что в пределах "древних выступов", кроме метаморфических пород, обычно развиты толщи слабо измененных вулканогенных и терригенных пород (сугашская свита Теректинского горста, карагольская и артлашская — Телецкого и Оройского выступов и др.), которые по составу и строению не отличаются от кембрийских толщ других каледонских структур. В то время как за территорией каледонид, в пределах древнего обрамления, кембрийские отложения имеют совершенно другой состав и строение и образуют терригенно-карбонатный эпиконтинентальный чехол на складчато-метаморфическом основании [Дергунов и др., 1980б; Ильин, 1988; Хераскова, 1986; и др.].

Итак, прямых данных для обоснования древнего возраста метаморфических пород, слагающих "выступы древнего фундамента", не существует. Косвенные доказательства их древности не снимают все серьезные замечания, высказанные

много лет назад В.П. Нехорошевым, а именно: "Метаморфизм не может служить определением возраста... бесспорно только налегание на теректинские сланцы древнего девона; меридиональное простираие имеет и толща ордовика (а не только теректинская свита. — А.Д.); литология пород сходна с толщами кембро-ордовика; метаморфизм может быть связан с каледонским магматизмом и, наконец... происхождение этих метаморфических и кристаллических сланцев может быть связано не с кембрийскими, а с каледонскими тектоническими и интрузивными процессами" [Нехорошев, 1958, с. 21—22]. И далее: "... на Алтае (в пределах каледонид. — А.Д.) нигде не установлено таких взаимоотношений толщ метаморфических и кристаллических сланцев с бесспорным кембрием, где было бы ясно, что кембрий налегает на них трансгрессивно" (Там же, с.25).

К этому можно добавить еще целый ряд положений, которые трудно согласуются с представлениями о принадлежности этих метаморфизованных пород к "древнему фундаменту". Прежде всего почти все выходы метатерригенных пород "древнего фундамента" — Теректинский, Курайский, Оройский и Телецкий с Коньйско-Бедуйской зоной — расположены среди терригенных толщ среднего—верхнего кембрия, но их нет среди более древних венд-нижнекембрийских вулканогенных и карбонатно-вулканогенных толщ. По-видимому, эти постоянные связи метатерригенных и терригенных толщ являются закономерными: в Западном Саяне выходы "древнейшей" сютхольской свиты совпадают с верхнекембрийской ишкинской, на востоке Горного Алтая такое же сонахождение наблюдается у башкауской и артлашской, а на западе — теректинской и нижней подсвиты сугашской свиты и, конечно, не случайно метавулканисты Кузнецкого Алатау соседствуют с палеозойскими вулканистами. Еще труднее вслед за Р.И. Родыгиным признать крупнейший в истории региона тектоно-денудационный перерыв, существовавший в пределах "выступов", в то время как в Алтае-Саянской области практически повсеместно накапливались венд-нижне-среднекембрийские вулканогенные и кремнисто-карбонатные формации раннегеосинклинального типа (баратальская, манжерокская, каянчинская свиты Горного Алтая; чингинская и омыльская — Западного Саяна; алтынбулакская и акдругская — Тувы и т.д.). Очень трудно допустить также, что потом эти формации без следа были уничтожены только в пределах "выступов древнего фундамента".

Принятие метаморфических сланцев за "выступы древнего фундамента" поднимает еще целый ряд трудноразрешимых вопросов. Почему эти "древние выступы" не оказывали заметного влияния на более позднее, кембрийское развитие? Почему в пределах выступов или непосредственно рядом с ними формировались типичные спилитовые и другие формации, характерные для открытых океанических бассейнов? Почему по составу и строению метаморфиты выступов трудно сопоставимы с древними метаморфическими породами докаледонского обрамления? Несмотря на бесспорные достижения, полученные при изучении метаморфических пород, признание их "выступами древнего основания" поднимает целый ряд серьезных вопросов, которые, по-видимому, вообще не имеют ответа.

Нетрудно убедиться, что эти вопросы исчезнут, если принять за основание достаточно существенных доказательств, что метаморфические породы являются измененными аналогами нижнепалеозойских отложений, приуроченными к определенным зонам, образовавшимся в результате тектонического скупивания [Дергунов, Херасков, 1985; Дергунов, 1988].

Таким образом, существование выступов древнего сиалического фундамента в пределах каледонид Центральной Азии остается весьма сомнительным. Более того, синтез известных материалов становится более естественным, а тектонические интерпретации более логичными и обоснованными, если считать эти метаморфические толщи нижнепалеозойскими.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

МЕЛАНОКРАТОВОЕ ОСНОВАНИЕ КАЛЕДОНИД

В предыдущих разделах высказаны обоснованные сомнения в существовании "выступов фундамента" внутри территории, занятой каледонидами Центральной Азии, и, по-видимому, еще меньше оснований ожидать, что докаледонские складчато-метаморфические комплексы имели широкое распространение в основании каледонид. Однако многие исследователи считают, что габбро-гипербазитовые комплексы вместе с раннегеосинклинальными вулканитами слагают протяженные офиолитовые пояса, которые образовались на месте шовных прогибов-трогов, расщеливавших докаледонское складчато-метаморфическое основание на большую глубину, вплоть до базальтового слоя земной коры или даже верхней мантии [Кузнецов, 1948а,б; Пинус, Колесник, 1966; Пинус, 1976; Коробейников и др., 1979; Кузнецов, 1980; Волков, 1981, 1986].

Действительно, такие офиолитовые пояса прослеживаются в Алтае-Саянской области и Западной Монголии в пределах обширных площадей, занятых более молодыми, главным образом верхнекембрийскими терригенными отложениями. Однако можно предполагать, что офиолиты развиты значительно шире, так как ими сложены все даже небольшие горстовые выступы среди этих терригенных пород, например Шапшальский и Атуркольский горсты в зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном [Дергунов, 1967], небольшие горсты Монгольского Алтая [Дергунов и др., 1980а], Теректинский горст [Перфильев, 1964; Волочкович, Леонтьев, 1964] и, конечно, такие известные горсты, как Куртушибинский и Борусский Западного Саяна [Пинус, Колесник, 1966; Херасков, 1979]. Постоянное присутствие офиолитов в составе таких горстов позволяет интерполировать их распространение под терригенными толщами. Кроме того, как известно, породы офиолитовой ассоциации участвуют в строении крупнейших каледонских складчатых сооружений Горного Алтая [Кузнецов, 1954; Дергунов, 1967; и др.], Салаира и Кузнецкого Алатау [Моссаковский, 1963; Коновалова, Прусевич, 1977], Западного Саяна [Добрецов, 1977; Херасков, 1979], а также Западной Монголии [Дергунов и др., 1980а]. Очень важно, что в пределах этих крупных сооружений породы габбро-гипербазитового комплекса встречаются не только вдоль зон разломов, но часто широко рассеяны по площади. Здесь они слагают разновеликие тела от крупных отдельных массивов до блоков и глыб в составе олистостром и меланжей [Берзин, 1979].

Таким образом, все больше накапливается новых материалов, позволяющих считать, что офиолиты с габбро-гипербазитовым основанием имеют широкое развитие на всей площади каледонид Алтае-Саянской области и Западной Монголии [Дергунов, 1981].

Во многом сходное представление о тектонической природе офиолитов и особенно их меланократового основания складывается для палеозонд Казахстана [Антонюк и др., 1977]. Они считались интрузивными формациями, тесно связанными с раннегеосинклинальными базальтоидами, образующими пояса вдоль зон разломов [Петрография..., 1971]. Однако уже тогда было установлено, что некоторые гипербазиты в виде небольших пластообразных тел не имеют корневых частей и лежат на размытой поверхности древних пород [Вишневская, Трусова, 1965]. Позднее в связи с развитием новых важных идей А.В. Пейве о древних офиолитах как океанической коре геологического прошлого [Пейве, 1969; и др.] было высказано предположение, что в Центральном Казахстане такая кора в раннем палеозое имела широкое распространение. В ее строении участвуют толент-базальтовая и кремнисто-известняковая формации, а фундаментом служат габбро-гипербазитовые комплексы. Последние подняты на поверхность по разломам и образуют протяженные пояса выходов меланократового основания офиолитов, которое распространено

на всей площади Ерементау-Балхашского блока, т.е. на всей восточной половине Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1977; Беспалов, 1982].

Соображения о заложении и развитии эвгеосинклиналей на коре океанического типа, т.е. на меланократовом субстрате, высказывались уже давно. Так, для Алтае-Саянской области об этом неоднократно писал В.А. Кузнецов [1954, 1963, 1966 и др.]. В работе, опубликованной в 1966 г., говорится, что "на раннем салаирском этапе развития Алтае-Саянской области ее ложем была кора океанического типа с относительно тонкой и локально развитой сиалической оболочкой при неглубоком залегании перидотитового субстрата или верхней мантии" [Кузнецов, 1966, с. 19]. Близкие представления для более крупной области Центральной Азии (Алтае-Саянская, Казахская и др.) высказывал А.И. Семенов, считавший, что они развивались на тонкой земной коре океанического типа [Семенов, 1963]. Еще более общие выводы в 1961 г. сделал А.В. Пейве: "...многие или все эвгеосинклинали образовались на тонкой коре или даже прямо на подкоровом слое" [Пейве, 1961, с. 44]. Таким образом, еще до появления новых концепций о спрединге морского дна и плейттектонике неоднократно высказывались предположения о развитии эвгеосинклиналей на коре океанического типа.

Крупнейшим достижением современной геологической науки, радикально изменившим направление исследований тектоники складчатых областей, стало установление определенного сходства в строении коры современных океанов и древних геосинклинальных областей. Эти идеи были опубликованы А.В. Пейве в статье "Океаническая кора геологического прошлого" в 1969 г. и оказали определяющее влияние на направление дальнейших геологических исследований. Резко возросло внимание к изучению офиолитов, так как изменилось само представление о породах офиолитовой ассоциации, их происхождении, тектоническом положении и роли в процессе формирования земной коры. Осознание и применение новых идей потребовало пересмотра устоявшихся представлений о тектонике таких крупнейших и длительно изучавшихся регионов, как Кавказ и Альпийский складчатый пояс [Книппер, 1975], Урал [Тектоника Урала, 1977], Казахстан [Тектоника Казахстана, 1982] и весь Центрально-Азиатский пояс [Зоненшайн, 1974; и др.].

Особое внимание было обращено на уральские офиолиты, так как они представлены наиболее широко и полно. Уникальным объектом в этом отношении является Полярный Урал, где сплошные выходы пород всех частей разреза офиолитовой ассоциации занимают огромные пространства, на большую глубину вскрыты эрозией и относительно слабо перемещены тектоническими движениями. Самый крупный на Полярном Урале Войкаро-Сыньинский габбро-гипербазитовый массив протягивается почти на 200 км с юга на север и до 30 км с запада на восток (рис. 8). Его слагают дунит-гарцбургитовый, дунит-клинопироксенит-гарцбургитовый и габбро-амфиболитовый комплексы [Морковкина, 1967; Савельева, 1973; Савельев, 1974; Дергунов и др., 1975; Дергунов, Молдаванцев, 1976; Добрецов, Пономарева, 1977а,б; Савельева, 1983]. Важнейшими особенностями строения массивов Полярного Урала можно считать первичную стратификацию этих комплексов, слагающих в современной структуре крупные пластообразные тела. При общем движении масс пород с востока на запад они были разделены горизонтальными разломами на крупные пластины, испытавшие относительное перемещение в виде шарьяжей в том же направлении, причем вдоль западного тектонического контакта сформировались чешуйчатые зоны и образовались метаморфиты высоких давлений и метаморфитовые меланжи. Перечисленные особенности состава и структуры характерны для других массивов более южных частей Урала.

Интересно отметить, что абсолютный возраст плагиогранитов Войкаро-Сыньинского массива, определенный по биотиту калий-аргоновым методом (430—440 млн лет) [Морковкина, 1967] подтвержден методом определения отношения стронциевых изотопов (400 ± 10 млн лет) и, следовательно, весьма близок к силурийско-девонскому возрасту покрывающих андезито-базальтов.

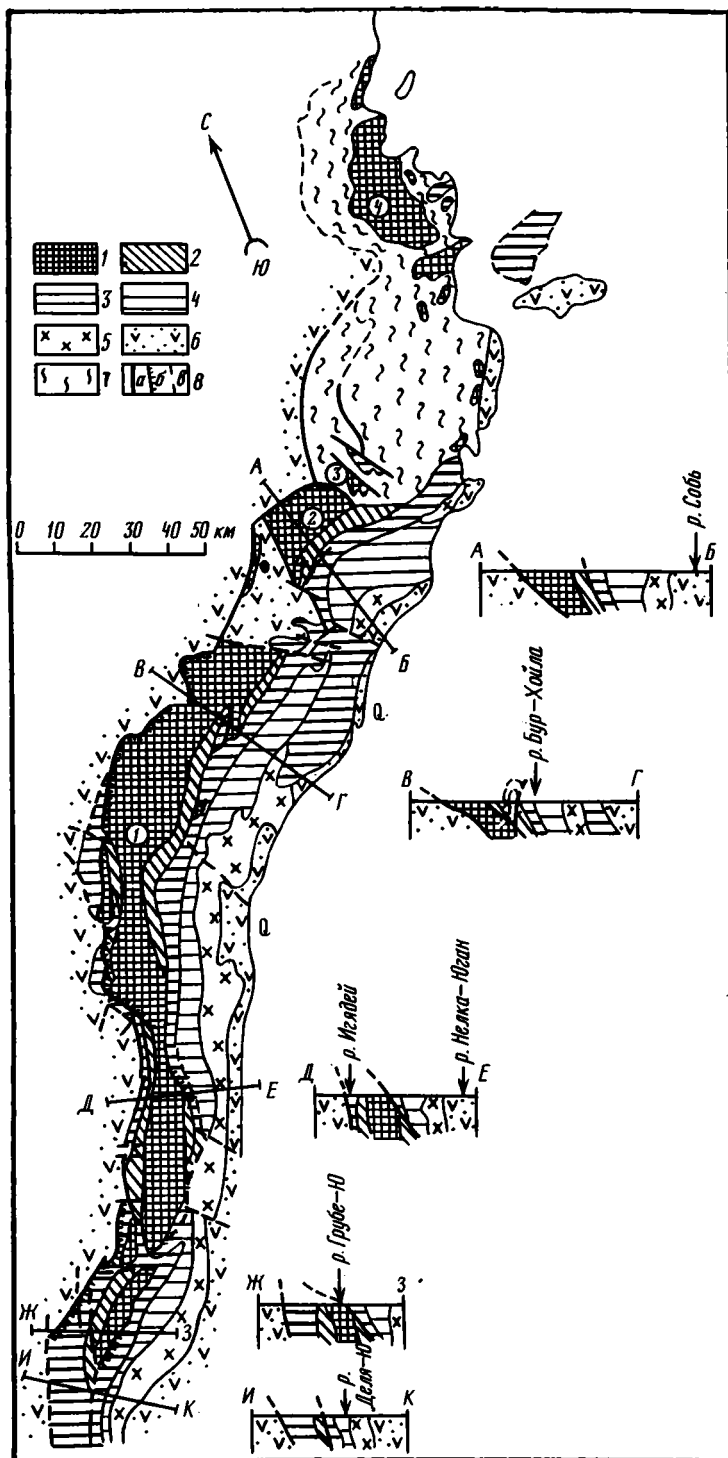


Рис. 8. Схема строения и тектоническое положение габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала (составлена А.Б. Дергуновым с использованием материалов А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, Ю.Е. Молдаванцева)

Однако абсолютный возраст габброидов по рубидий-стронциевому соотношению оказался не моложе 1,4 млрд лет, т.е. габброиды габбро-гипербазитового основания значительно древнее и не могли иметь генетических связей с плагиогранитами [Буякайте, 1982]. Независимость внутреннего строения дунит-гарцбургитового комплекса от вышележащих структур и присутствие в его составе продуктов фации высоких давлений дают возможность считать его древним подкоровым образованием и отнести к верхней мантии. Переходный полосчатый комплекс дунит-клинопироксенит-габбрового состава, скорее всего, отвечает уровню поверхности Мохоровичича, а габбро-амфиболитовый — "базальтовому" слою древней коры океанического типа [Тектоника Урала, 1977; Савельева, 1983].

ГАББРО—ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

На территории каледонид Центральной Азии известно множество габбро-гипербазитовых массивов, но структурное положение их более разнообразно, чем в уральских герцинидах. Преобладающее число габбро-гипербазитовых массивов выходит на поверхность в виде многочисленных поясов, обрамляющих или секущих крупные складчатые сооружения. Передки случаи выхода габбро-гипербазитов из области каледонид на древнее обрамление, например Шихшидский, Хутульский и другие массивы Западной Монголии. Кроме того, множество выходов гипербазитов рассеяно по площади каледонид, например массивы Западной Тувы, Салаира, Кузнецкого Алатау в Алтае-Саянской области, южного склона хребта Хан-Хухей в Западной Монголии и др.

Крупные массивы, в которых стратифицированный разрез габбро-гипербазитов представлен достаточно полно, встречаются редко, несмотря на то что общее число массивов, известных в каледонидах Центральной Азии, не менее 700 [Пинус, Колесник, 1966]. К ним нужно добавить не менее 100 массивов Западной Монголии. В казахстанских каледонидах насчитывалось не менее 550 массивов [Петрография..., 1971] (вполне вероятно, что в настоящее время их обнаружено значительно больше). Однако такой подсчет, по-видимому, потерял смысл, так как практически невозможно определить, сколько разновеликих фрагментов габбро-гипербазитов содержится в составе меланжей и олистостром [Ильин, Кудрявцев, 1973; Берзин, 1979; Беспалов, 1982]. Итак, на территории каледонид Центральной Азии известно множество массивов габбро-гипербазитового состава, но крупных стратифицированных массивов сравнительно мало (рис. 9).

Изучению гипербазитовых массивов Центральной Азии посвящено много серьезных исследований. Прежде всего это работы В.А. Кузнецова, который много лет назад выделил и описал гипербазитовые пояса Алтае-Саянской области и с тех пор последовательно отстаивал плодотворную идею о заложении и развитии эвгеосинклиналей на мантийном субстрате [1948б, 1954, 1963, 1966]. Всестороннему изучению гипербазитов посвящена деятельность Г.В. Пинуса [Пинус, 1960, 1965, 1976], который вместе с коллегами составил описание гипербазитовых массивов нескольких крупных регионов [Пинус и др., 1958, 1984] и всего юга Сибири [Пинус, Колесник, 1966].

В этих работах подчеркивается, что подавляющее большинство массивов образует линейные пояса вдоль глубинных разломов, ограничивающих крупные складчатые структуры и сооружения, но при этом объективно отмечается,

Габбро-гипербазитовые массивы (цифры в кружках): 1 — Войкаро-Саньинский, 2 — Рай-Из, 3 — Герд-Из, 4 — Сым-Кей.

1—7 — комплексы пород: 1 — дунит-гарцбургитовый, 2 — дунит-клинопироксенит-габбровый, 3 — габбро-амфиболитовый, 4 — тоналит-плагиогранитный, 5 — диоритовый, 6 — осадочно-вулканогенный (PZ₁₋₂), 7 — метаморфогенный (PR?); 8 — разломы: установленные крутопадающие (а), надвиги (б), предполагаемые (в)

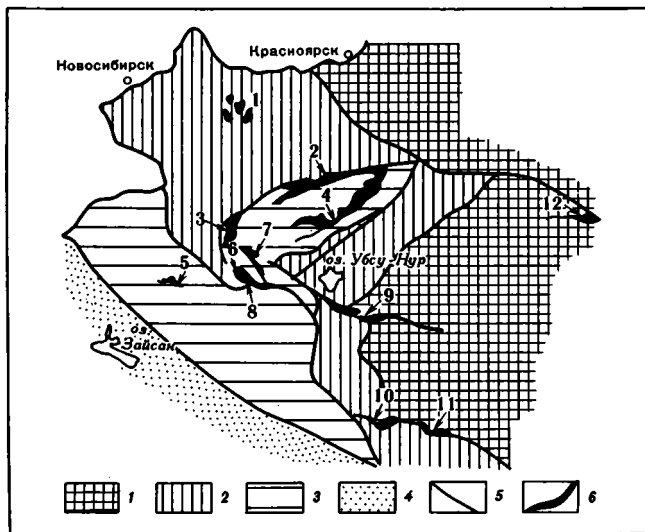


Рис. 9. Зоны тектонического сгущения офиолитов, выявленные в каледонидах Центральной Азии

1 — древнее обрамление каледонид (Восточно-Саянский и Тувино-Монгольский массивы); 2 — ранние каледониды (салаириды); 3 — средние и поздние каледониды; 4 — герциниды; 5 — крупные разломы; 6 — зоны сгущения офиолитов: Кузнецко-Алатауская (1), Северо-Саянская и Борусская (2), Телецкая (3), Куртушибинская (4), Теректинская (5), Курайская (6), Шапшальская (7), Чаган-Узунская (8), Хан-Хухейская (9), Дарбинская (10), Хан-Тайширская (11), Ильчирская (12)

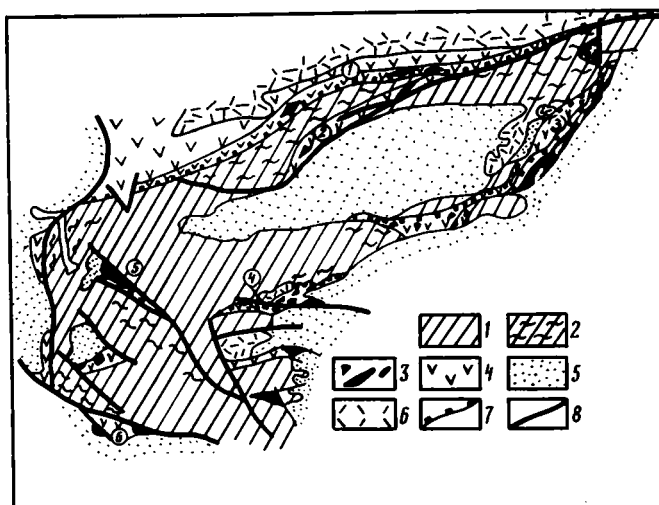


Рис. 10. Положение зон тектонического сгущения офиолитов в структуре Западно-Саянского синклинория (схема составлена на основе материалов Н.Л. Добрецова [1977], Н.А. Берзина [1979], Н.Н. Хераскова [1979], автора и др.)

Автохтон: 1 — терригенная флишoidно-турбидитовая и другие формации (средний—верхний кембрий); 2 — зеленые метаморфические сланцы местами повышенных давлений. Аллохтон: 3 — меланократовое основание офиолитовой ассоциации (габбро-гипербазиты и серпентинитовый меланж); 4 — диабазово-спилитовая, спилито-кератофировая и другие формации офиолитовой ассоциации (всид—нижний кембрий). Неоавтохтон: 5 — карбонатно-терригенные, молассоидные и другие формации (ордовик—силур); 6 — орогенные вулканиты и молассы (девон). Разломы: 7 — тектонические поверхности в основании покровов; 8 — молодые крутопадающие разломы. Цифры в кружках — зоны сгущения: 1 — Северо-Саянская, 2 — Борусская, 3 — Куртушибинская, 4 — Актовракская, 5 — Шапшальская, 6 — Чаган-Узунская

что в пределах Салаира, Кузнецкого Алатау и Западной Тувы выходы гипербазитов рассеяны на относительно широких площадях. Установлено, что гипербазитовые массивы так или иначе тяготеют к раннегеосинклинальным базальтоидам, причем слабое контактное воздействие объясняется частично расплавленной магмой, имевшей невысокую температуру. Замечено, что во многих районах гипербазиты прорываются наиболее древними гранитами, а галька гипербазитов встречается в верхнерифейских отложениях Енисейского края и средневерхнекембрийских — Западного Саяна и Тувы. В разных частях крупных массивов преобладают те или иные породы из такого набора: гарцбургиты, дуниты, верлиты, орто- и клинопироксениты, реже встречаются лерцолиты. Малые тела сложены одной или двумя породами этого же набора. Делается общий и важный вывод: "...субстрат верхней мантии Земли является тем источником, из которого произошли ультраосновные породы, слагающие массивы гипербазитовых поясов складчатых областей" [Пинус, Колесник, 1966].

А.В. Ильин и Г.А. Кудрявцев разделили гипербазитовые комплексы по возрасту и тектонической принадлежности: для рифейских массивов они установили, что их породы встречаются в гальке рифейских отложений (сархойская свита), а нижнекембрийские находятся преимущественно в основании офиолитовых серий, причем мелкие аллохтонные тела рассеяны на значительной площади [Ильин, Кудрявцев, 1973].

В поздних работах Г.В. Пинуса и его коллег обоснованно утверждается, что гипербазиты имеют возраст гораздо более древний, чем вмещающие их толщи пород [Пинус, Агафонов, 1978].

На территории каледонид Центральной Азии наиболее крупные массивы, сложенные породами габбро-гипербазитового комплекса, обрамляют восточную половину Западно-Саянского синклинория, маркируя его центриклинальное замыкание. На юго-востоке они объединяются в Куртушибинский пояс северо-восточного простиранья протяженностью около 250 км, а на севере — в субширотный Северо-Саянский (рис. 10) [Добрецов, Пономарева, 1977а,б].

Куртушибинский габбро-гипербазитовый массив, самый крупный в составе одноименного пояса, протягивается на 70 км при ширине до 12 км. В нем на юго-востоке от дунит-гарцбургитового ядра располагаются пластообразные тела, сложенные дунит-клинопироксенит-габбровым, а затем габбро-амфиболитовым комплексами пород, а также габбро-норитами и сливающимися в "рои" дайками диабазов, непосредственно подстилающими базальтоиды чингинской свиты венда—нижнего кембрия. В целом эти породы соответствуют офиолитовой ассоциации. Погружаются они преимущественно в юго-восточном направлении под углом 40—70°, причем кремнисто-базальтоидные породы верхов чингинской свиты сменяются юго-восточнее терригенными — аласугской, относимой к среднему кембрию [Херасков, 1979; Кузнецов, 1980]. Таким образом, юго-восточную часть Куртушибинского массива можно представить в виде моноклинали, осложненной более молодыми продольными и поперечными разломами (рис. 11).

Северо-западная часть этого массива построена сложнее, так как именно здесь проходит целая серия пологих надвигов, часто маркируемых узкими полосами серпентинитового меланжа. Под ними породы интенсивно расланцованы и нередко метаморфизованы до высокотемпературной стадии зеленосланцевой фации, встречаются глаукофансодержащие метаморфиты повышенных давлений. Стратифицированность отмечается и в других массивах Куртушибинского пояса, где комплексы пород слагают почти параллельные полосы, расположенные симметрично от дунит-гарцбургитовых ядер. Всю цепь этих массивов можно рассматривать как ундулирующее ядро опрокинутого на северо-запад антиклинория, структура которого осложнена древними пологими нарушениями, погружающимися на юго-восток, и молодыми взбросами, круто

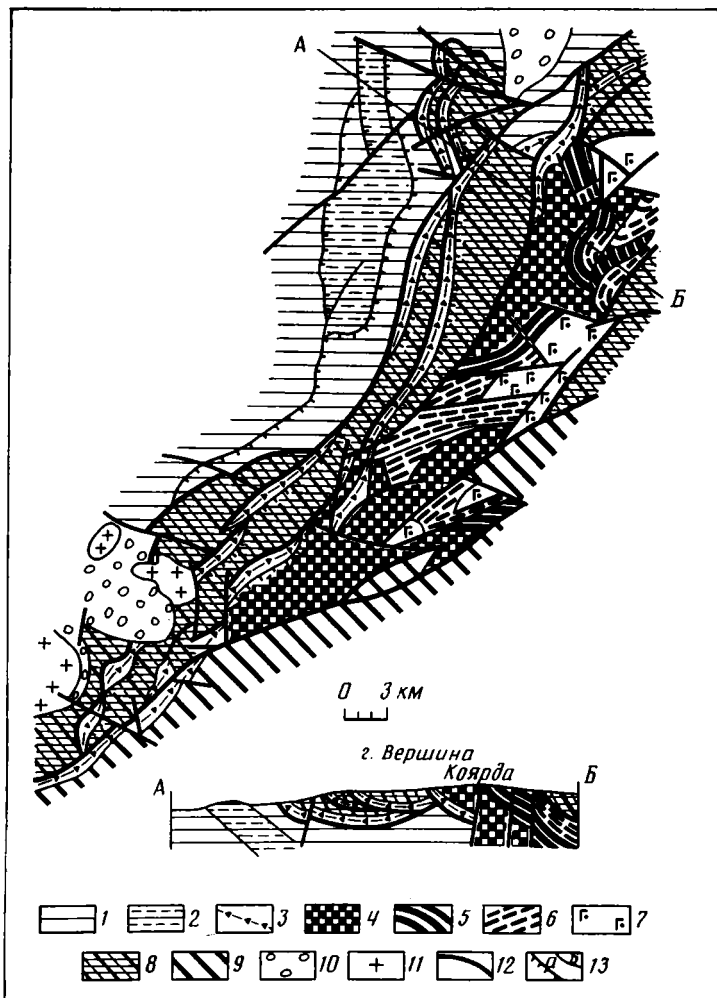


Рис. 11. Куртушибинская зона скучивания. Схема строения района верховьев рек Коярд и Омул в Западном Саяне (составлена на основе материалов А.К. Сибилева [1971], Н. Добрецова [1977], Н.Н. Хераскова [1979])

1, 2 — автохтон: 1 — хлоритовые, эпидот-актинолитовые сланцы, 2 — глаукофансодержащие сланцы (E_{2-3}); 3—9 — аллохтон: 3 — серпентинитовый меланж и рассланцованные серпентиниты, 4 — дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты, 5 — дуниты, пироксениты, габброиды, 6 — габбро, габбро-амфиболиты, 7 — габбро-диабазы, 8 — кремнистые, глинистые сланцы, зеленокаменные эффузивы, известняки ($V-E_1$), 9 — песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы (E_{2-3}); 10—11 — неавтохтон: 10 — силурийские молассоиды, 11 — девонские гранитоиды; 12, 13 — разломы: 12 — надвиги и шарьяжи в основании пластин, 13 — взбросы (а), сбросы (б)

падающими на северо-запад [Добрецов, Пономарева, 1977а,б; Херасков, 1979; и др.]. По-видимому, здесь, в Куртушибинском поясе, под шарьяжными пластинами офиолитов в нижнепалеозойских толщах проявился метаморфизм, обычный для подобных тектонических условий, например под крупными тектоническими покровами офиолитов на западном склоне Полярного Урала [Савельев, Савельева, 1977] или на о-ве Ньюфаундленд [Williams, Hatcher, 1983]. Таким образом, крупные массивы габбро-гипербазитов Куртушибинского пояса образуют меланократовое основание офиолитовой ассоциации пород венд-

кембрийского возраста. Они выходят вдоль оси крупной антиклинальной структуры, опрокинутой, разделенной на пластины и шарьированной на северо-запад, на разновозрастные и более молодые толщи Западно-Саянского синклинория.

Северо-Саянский офиолитовый пояс протягивается вдоль всей северной границы Западно-Саянского синклинория, но большинство выходов габбро-гипербазитов находятся в его восточной части. Наиболее крупные массивы также тяготеют к этой части пояса, но образуют самостоятельную ветвь, отходящую от него в юго-западном направлении внутрь северного крыла Западно-Саянского синклинория.

В пределах Северо-Саянского пояса (см. рис. 9) насчитывается примерно 40 габбро-гарцбургитовых массивов [Пинус, Колесник, 1966], из них самый крупный, Борусский, массив прослеживается на 120 км в северо-восточном направлении при ширине до 10—15 км вместе с ассоциирующими базальтоидами (см. рис. 10). Весьма знаменательно, что эти базальтоиды примыкают непосредственно к гипербазитам с северо-запада и юго-востока и вместе с ними находятся внутри поля метаморфитов, образованных по осадочным породам. Эти метаморфиты относятся к джебашской серии, однако здесь "наиболее вероятно, что джебашская серия, хотя бы частично, разновозрастна с офиолитами и чингинской свитой..." [Добрецов, Пономарева, 1977а, с. 175].

Борусский массив сложен полосчатыми породами дунит-энстатит-гарцбургитового комплекса, гарцбургитами, лерцолитами, вермикулитами, серпентинитами с куммингтонитом. Они сильнее серпентинизированы, чем в Куртушибинском массиве, и здесь шире развиты серпентинитовые сланцы и меланжи с валунами, обломками и крупными (до десятков метров в поперечнике) глыбами жадеитов, альбититов, гранатовых амфиболитов, кварцитов и слюдисто-кварцитовых пород. Многие из обломков являются экзотическими и отсутствуют среди окружающих толщ.

Судя по полосчатости, породы Борусского массива залегают очень круто, причем пироксенитов и габброидов среди них мало. Серпентинитовые сланцы и меланжи образуют длинные пластообразные тела вдоль обоих контактов и внутри массива. По их залеганию видно, что они подстилают и гипербазитовый массив, и породы чингинской свиты, отделяя их от метаморфитов джебашской свиты, причем меланж с обломками метаморфитов высоких давлений и температур (жадеитов, гранатовых амфиболитов и др.) подстилает именно гипербазиты.

Гипербазиты и породы чингинской свиты слагают две крупные пластины, разделенные пластообразными телами серпентинитового меланжа. Очевидно, гипербазиты были выдвинуты с больших глубин, и поэтому подстилающий их меланж насыщен отторженцами глубинных и экзотических пород, свидетельствующих о значительном перемещении.

Структуру Борусского офиолитового пояса в целом можно представить в виде пакета пластин, смятых в синформу: ядро слагают гипербазиты, крылья — вулканогенно-кремнистые породы венда — нижнего кембрия, а в основании находятся зеленые сланцы по вулканитам и терригенным породам. Существенным подтверждением этому служит расположение наиболее высокотемпературных метаморфитов под верхней пластиной Борусского пояса [Добрецов, Пономарева, 1977б]. Показательным также представляется приуроченность плагиогранитоидного Кантегирского массива к срединной части этой синформы, т.е. к месту наибольшего тектонического скупивания.

Предполагаемое юго-восточное направление движения офиолитовых пластин Борусского пояса хорошо увязывается в единую динамическую схему с встречным северо-западным направлением движения шарьейж Куртушибинского пояса, т.е. к срединной части Западно-Саянского синклинория.

Чаган-Узунский гипербазитовый массив в восточной части Горного Алтая находится в юго-западном замыкании Западно-Саянского синклинория (см. рис. 10) [Дергунов, 1967]. Он протягивается на 22 км на северо-запад, достигая в ширину 3 км. Ограниченные разломами линзообразные тела серпентинизированных гарцбургитов и дунитов северо-восточнее сменяются гранатовыми амфиболитами и, наконец, зеленокаменноизмененными базальтоидами. Комплекс офиолитов надвинут в юго-западном направлении на красноцветы верхнего девона и мраморизованные известняки баратальской свиты [Кузнецов, 1980]. Полосы серпентинитового меланжа содержат обломки гипербазитов, гранатовых амфиболитов, актинолит-хлоритовых сланцев и мраморизованных известняков. Они располагаются в основании висячего бока надвига у тектонического контакта с девонскими красноцветами, но их обломков не содержат.

Учитывая состав пород Чаган-Узунского массива и интерпретируя геофизические данные, А.Л. Яншин и К.В. Боголепов сделали определенный вывод об общей тектонической позиции этого массива в основании офиолитовой серии: "Гравитирующие массы, соответствующие приподнятому к поверхности гипербазитовому слою, падают на север и северо-восток, скрываясь под увеличивающимися в мощности рифейскими и кембрийскими эвгеосинклинальными толщами..." [Яншин, Боголепов, 1973, с. 22]. По-видимому, можно считать Чаган-Узунский массив выходом на поверхность мантийного основания, а покрывающие его толщи — частью палеозойской коры океанического типа.

Следует упомянуть менее известный Шапшальский офиолитовый пояс, который, так же как и Борусский, глубоко внедряется в Западно-Саянский синклинорий только в северо-западном направлении (см. рис. 10). В нем развиты метаморфиты по вулканогенным и терригенным породам, а на северо-западе находится Карагольский гипербазитовый массив, который прослежен на 40 км по простиранию, но в ширину не превышает 3—4 км и имеет крутые тектонические контакты. В средней части массива находятся сравнительно свежие гарцбургиты и дуниты, в краевых — серпентиниты. Интересно, что галька серпентинитов обнаружена в базальных конгломератах нижнего ордовика непосредственно у контакта с массивом [Дергунов, 1967].

Кроме крупных массивов на окраинах, мелкие линзообразные тела серпентинитов встречаются в срединных частях складчатых сооружений обычно в составе горстовых выступов, сложенных, как правило, венд-кембрийскими офиолитами, среди более молодых терригенных отложений. Такие тела серпентинитов известны в Теректинском горсте Холзунско-Чуйского антиклинория [Волочкович, Леонтьев, 1964], у южного борта Улаганской мульды в Чулышманской зоне [Дергунов, 1967], а также образуют небольшие выступы в Монгольско-Алтайской зоне [Дергунов и др., 1980а]. Рассеянные на обширной территории, они косвенно подтверждают широкое развитие меланократового основания.

Таким образом, почти со всех сторон, в основании крыльев и центри-клинальных замыканий Западно-Саянского синклинория, а также в рассекающих его тектонических зонах, вскрываются породы офиолитовой ассоциации, причем в наиболее крупных выходах видно, что разрез начинается с габбро-гипербазитового комплекса. Поэтому можно считать, что весь синклинорий, выполненный верхнекембрийскими и более молодыми толщами, подстилается венд-нижнекембрийскими офиолитами с габбро-гипербазитовым основанием.

В Туве разновеликие фрагменты габбро-гипербазитовых тел распространены по всей территории Хемчигско-Систигхемского прогиба в виде ореола шириной 40—70 км, примыкающего с юга к Куртушибинскому поясу и его западному продолжению [Берзин, 1979]. Они входят в состав меланжево-олистостромовой ассоциации, которая состоит преимущественно из блоков,

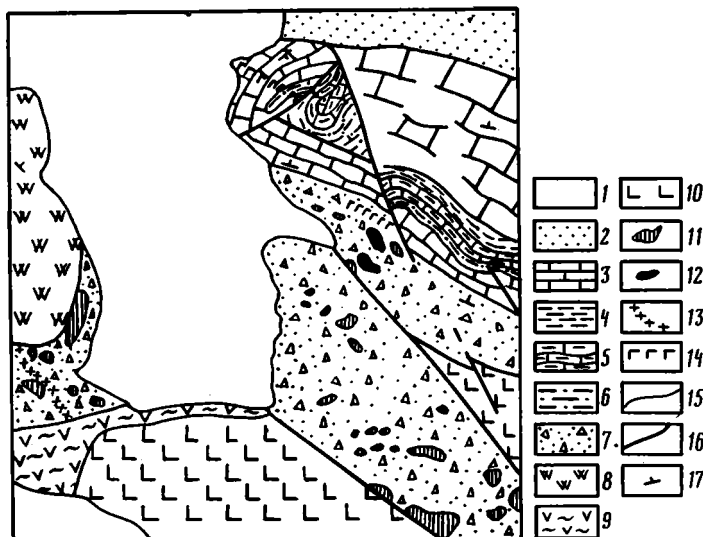


Рис. 12. Геологическая схема района горы Утук-Хая (составил Н.А. Берзин [Алтай-Саянская..., 1984])

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнеордовикские отложения, песчаники и алевролиты; 3—10 — венд-нижнекембрийские отложения: 3 — известняки, 4 — песчано-глинистые и известково-глинистые породы, 5 — песчаные и алевролитовые известняки, известковистые песчаники, алевролиты, 6 — песчаники, алевролиты, туффиты, 7 — олистострома, 8 — кремнистые породы массивные, местами слоистые и полосчатые, 9 — вулканогенно-кремнистые отложения, 10 — базальты с редкими линзами кварцитов, яшмоидов и доломитов; 11 — глыбы (олистоциты) кремнистых пород (кварцитов), известняков, доломитов, габбро-диабазов; 12 — серпентиниты; 13 — дайки гранит-порфиров; 14 — дайки диабазов и диабазовых порфиров; 15 — стратиграфические границы; 16 — разломы; 17 — наклонное залегание слоев

глыб, валунов и мелких обломков самых разнообразных по составу кембрийских и докембрийских пород, неравномерно распределенных в конгломератово-гравелитовой матрице. Кроме того, породы габбро-гипербазитового комплекса встречаются в виде пластообразных тел, сложенных серпентинитовыми конгломерато-брекчиями, нередко переходящими в полимиктовый меланж (рис. 12). Вполне возможно, что к этой же меланжево-олистостромовой ассоциации принадлежит толща грубообломочных пород, встречающиеся в зонах разломов, ограничивающих Западно-Саянский синклиниорий с севера (например, верхнемонокская и арбатская свиты [Херасков, 1979]). Весьма вероятно, что меланжево-олистостромовая ассоциация имела сплошной ореол рассеивания вокруг крупных выходов габбро-гипербазитов, оконтуривающих Западно-Саянский синклиниорий [Берзин, 1979].

Во многих других районах скопления габбро-гипербазитовых тел только по традиции называются поясами. Так, в Кузнецком Алатау и Салаире только некоторые из 200 габбро-гипербазитовых массивов можно проследить в виде небольших цепочек. Большинство массивов, в том числе наиболее крупных, рассеяны по площади [Пинус, Колесник, 1966]. Важнейшие особенности строения габбро-гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау и Салаира установлены в последние годы [Коновалова, Прусевич, 1977; Прусевич, 1981].

В центральной зоне Кузнецкого Алатау наиболее крупные выходы имеют овальную форму размером 10—20 км по широте и примерно 30 км по длине (рис. 13). Считается, что они лежат на древних метаморфитах, которые рассланцованы и брекчированы, а гипербазиты у контакта превращены в оливин-антигоритовые гнейсы ("войкариты"), указывая на тектоническую при-

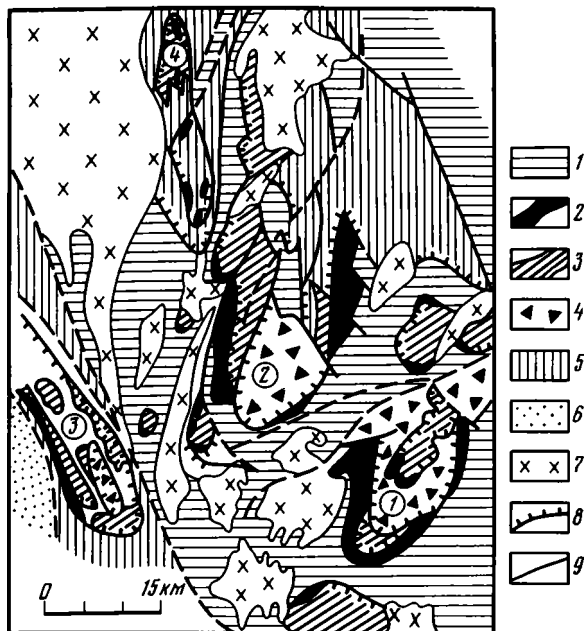


Рис. 13. Положение зон тектонического сгущивания офиолитов в центральной части Кузнецкого Алатау (схема составлена на основе материалов О.Г. Коноваловой и Н.А. Прусевич [1977] и др.)

1 — автохтон, метаморфические пара- и ортосланцы, гнейсы; 2—5 — аллохтон: меланократовое основание офиолитовых покровов: 2 — гипербазиты, 3 — габбродунит-пироксенитовый и габбро-амфиболитовый комплексы, 4 — меланжированные офиолиты, 5 — породы спилито-кератофировой, кремнисто-туфогенной, кремнисто-терригенной и кремнисто-карбонатной формаций, локально измененные до зеленых сланцев; 6, 7 — неоавтохтон: 6 — молассоиды и орогенные вулканиты (D), 7 — гранитоиды (PZ₁); 8, 9 — разломы: 8 — тектонические поверхности в основании покровов, 9 — молодые крутопадающие разломы. Цифры в кружках — названия покровных структур ("зонально-кольцевые базит-гипербазитовые ассоциации", по О.Г. Коноваловой и Н.А. Прусевич [1977]): 1 — гора Чемодан, Становой хребет, 2 — гора Медвежья, 3 — Кошух-Пызасская, 4 — Кундустуюл-Семеновская

роду соотношений. Эти массивы обладают сходными строением, структурным положением и прежде всего характерной стратифицированностью: внизу находится дунит-гарцбургитовый, в середине — дунит-верлит-клинопироксенитовый и вверху — габбро-амфиболитовый комплексы. В самом крупном массиве (рис. 14) (гора Чемодан, Становой хребет) эти комплексы "образуют вертикальный ряд и связаны между собой парагенетическими соотношениями... горизонты, полосчатость, гнейсовидность пород и линейные тела метасоматитов имеют одинаковую пространственную ориентировку... В плане гипербазитовая и габбровая зоны имеют форму дуг, обращенных открытой стороной к северо-востоку, замкнутой к юго-западу, а в разрезе — форму наклоненной воронки. У контактов (зон-комплексов. — А.Д.) наблюдается интенсивное брекчирование, милонитизации, сети трещин, разломов, иногда затухающих процессами метаморфизма..." [Коновалов, Прусевич, 1977, с. 18].

"...Далее вверх и к центру дугообразной зоны полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс постепенно сменяется полосчатыми габброидами. В области перехода габброиды переслаиваются с пироксенитами, дунитами, перидотитами, серпентинитами, сопровождаются брекчиями замещения, содержат реликты и ксеноблоки гипербазитов... Полосчатые габброиды слагают внутри-кольцевой экзоконтакт и верхнюю часть гипербазитовой зоны. В структурном отношении габброиды и гипербазиты представляют собой единое целое" (Там же, с. 20). Внутри дуги, сложенной габбро-гипербазитами, находятся

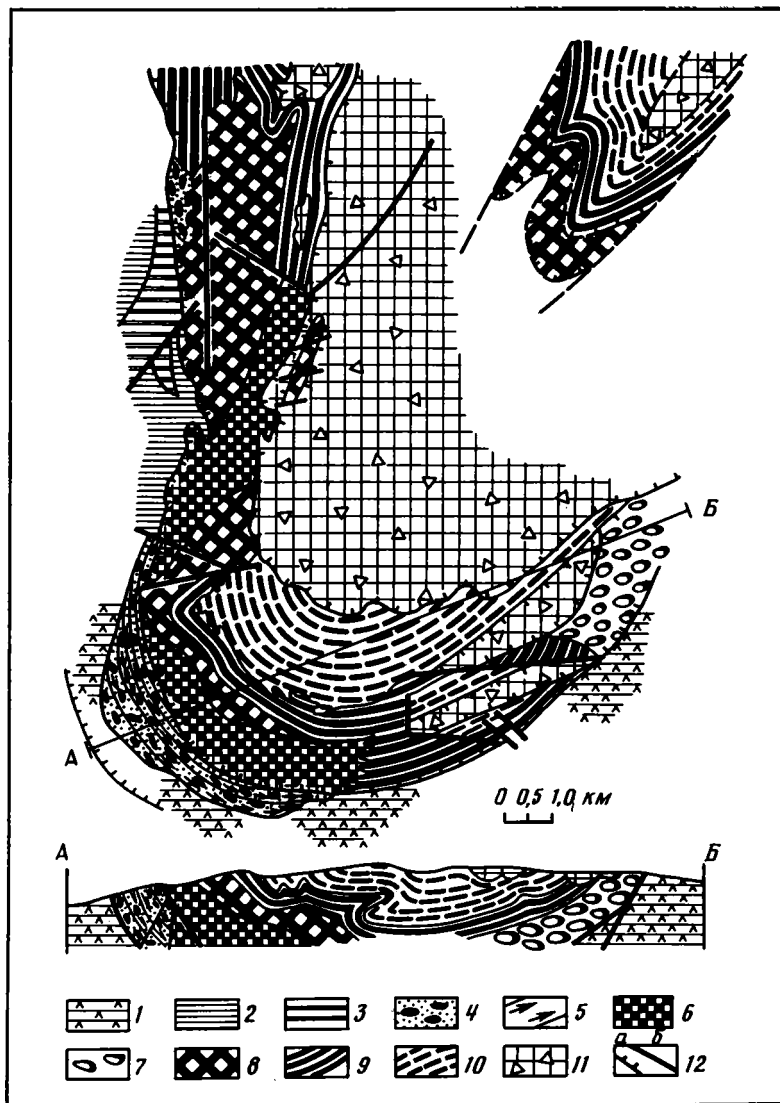


Рис. 14. Часть Кузнецко-Алатауской зоны скучивания в районе горы Чемодан и Станового хребта (составлена на основе материалов О.Г. Коноваловой и Н.А. Прусевич [1977])

1—3 — автохтон: 1 — зеленые сланцы, 2 — черные сланцы, ортосланцы, амфиболиты, 3 — амфиболовые габбро; 4—12 — аллохтон: 4 — рассланцованные серпентиниты, 5 — оливин-антигоритовые гнейсовидные породы ("войкариты"), 6 — дуниты, 7 — углистые дуниты, 8 — гарцбургиты, 9 — дунит-верлит-клинопироксенитовый ("полосчатый") комплекс, 10 — полосчатые габброиды, 11 — брекчированные габбро, габбро-диабазы и другие породы, 12 — шарьяжи и надвиги в основании пластин и покровов (а), крутопадающие разломы (б)

"породы... невыдержанные по текстуре и структуре, брекчированные... чаще они относятся к габбро-диабазам, либо габбро-порфиритам. В тесной ассоциации с ними... широко развиты породы, напоминающие туфобрекчии, туфопесчаники, туфосланцы и др. Форма тел... неправильная, гнездовая... Образования центральной части ассоциации отдаленно напоминают известный нам классический меланж" (Там же, с. 21). Приведенное описание позволяет обоснованно представить массив горы Чемодан и Станового хребта в виде крупного

останца офиолитового покрова, слабо прогнутого и полого погружающегося в север-северо-восточном направлении.

Западнее этого офиолитового массива в центральной части Кузнецкого Алатау расположены массивы горы Медвежьей и Кожух-Пезасский, а также меньшие по размерам (см. рис. 13). Для них характерны близкие черты строения, но есть и некоторые оригинальные особенности. Например, к югу от массива горы Медвежьей прослеживаются полосы меланжа, представленного серпентинитовой "мукой", содержащей округлые мелкие желваки, крупные ядра и линзы, сохранившиеся от перетирания вмещающих пород и серпентинитов. Кожух-Пезасский массив расположен среди пород усинской свиты среднего кембрия (?), а также ордовика и девона. В его центральной части вместе с габброидами находятся фрагменты кальцифиров, мраморов, доломитов, хлорит-углисто-серицит-плагноклазовых, кремнистых, роговообманково-цоизитовых сланцев, здесь же дайки и блоки диоритов, кварцевых диоритов, габбро-диабазов и габбро-перидотитов. Нетрудно заметить, что в ядре мультимасштабной структуры Кожух-Пезасского массива также располагается меланж еще более полимиктового состава, чем у массива Чемофан.

Структурное положение этих массивов определяется также по геофизическим данным: "...дугообразная в плане зона массивов Чемофан, Становой хребет в разрезе имеет пластовую, лакколитообразную форму при вертикальной мощности ультраосновных пород до 1000 м... гипербазиты залегают на волнистой поверхности метаморфических сланцев... Контакты... падают под массив" (Там же, с. 18—19).

Сравнение офиолитовых массивов центральной части Кузнецкого Алатау поражает сходством строения, структурного положения и состава слагающих пород и позволяет рассматривать их в качестве останцов единого тектонического покрова, надвинутого с севера на вулканиты нижнего кембрия или метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев осадочно-вулканогенные породы [Прусевич, 1981].

Находящиеся висячем боку массивов бластомилониты по гипербазитам, так называемые оливин-антигоритовые гнейсы, или войкариты, могли образоваться при движении покрова на глубину, где температура и давление соответствовали амфиболитовой фации. Полимиктовый серпентинитовый меланж, подстилающий в некоторых местах эти войкариты и всюду перекрывающий офиолитовые тела, также служит свидетельством горизонтальных движений, но уже в менее глубинных, приповерхностных условиях. Кроме того, меланж маркирует расслоение покрова на отдельные чешуи, испытавшие относительные перемещения.

Современная морфология массивов, скорее всего, свидетельствует о наиболее поздних пологих деформациях покрова офиолитов уже в поверхностных условиях, в результате которых образовались синформы офиолитов, разделенные поднятиями, сложенными метаморфитами.

В пределах хребта Салаир гипербазитовые массивы рассматривались, так же как и в других частях Алтае-Саянской области, в виде Северо-Алтайско-Салаирского пояса [Пинус, Колесник, 1966], хотя здесь они еще более, чем в Кузнецком Алатау, рассеяны по площади. Однако в отличие от Кузнецкого Алатау в пределах Салаира все тела имеют резко удлиненную в меридиональном направлении форму и достаточно крутое залегание. Они также тяготеют к вулканогенным толщам нижнекембрийского возраста и располагаются, как правило, вдоль границ толщ разного состава и набора пород [Коновалова, Прусевич, 1977]. Можно предположить, что габбро-гипербазитовые массивы маркируют границы разных структурно-формационных зон.

Габбро-гипербазиты в хребте Салаир образуют свыше 100 крупных выходов (достигающих нескольких километров в длину и нескольких сотен метров

в ширину). Только наиболее крупные массивы объединяют некоторые части наборов пород офиолитовой ассоциации.

Как и всюду, в хребте Салаир подсчет количества габбро-гипербазитовых массивов весьма условен. Степень условности увеличивается еще больше возможным присутствием выходов гипербазитов под молодыми рыхлыми отложениями на южном погружении хребта, где им соответствуют магнитные аномалии. В Токтогул-Сунгайском массиве заметна вполне определенная последовательность пород, принадлежащих дунит-перидотитовому, пироксенитовому и габбровому комплексам, выходы которых прослеживаются в виде полос северо-северо-западного простирання, параллельных границам массива. Названная последовательность начинается от восточного тектонического контакта с толщей сланцев по кремнисто-терригенным породам и завершается на западе толщей вулканитов основного и среднего состава. Сходство строения подчеркивается для всех габбро-гипербазитовых массивов хребта Салаир: "Все они имеют в основном согласную, пластообразную, линзообразную и лакколитообразную форму, вытянуты в субмеридиональном направлении и залегают всегда между различными по составу породами — осадочными и магматическими" [Коновалова, Прусевич, 1977, с. 34].

Таким образом, основные черты строения гипербазитовых массивов хребтов Кузнецкий Алатау и Салаир — закономерная стратификация слагающих комплексов и тектоническая природа морфологии тел и их контактов с окружающими толщами — представляются очевидными. Структурные отличия, по всей вероятности, в большинстве случаев обусловлены разной степенью перемещения по более позднему, обычно крутопадающим разломам. Эти движения проявились, по-видимому, интенсивнее на Салаире, и, может быть, поэтому в Кузнецком Алатау сохранились крупные останцы офиолитового покрова. Приведенные материалы позволяют считать, что в обоих регионах широко рассеянные по площади габбро-гипербазитовые комплексы залегают в основании офиолитовых ассоциаций в виде меланократового фундамента.

Виды габбро-гипербазитового меланократового основания в обрамлении каледонид. Кроме охарактеризованных комплексов габбро-гипербазитов, расположенных внутри территории каледонид Южной Сибири, известно немало их выходов, в том числе крупных, в обрамлении каледонид. Чаше они располагаются вдоль границ, но иногда встречаются и на значительном удалении, т.е. в пределах самих докаледонских сооружений. Определение тектонической природы таких габбро-гипербазитовых комплексов затрудняется прежде всего недостаточной изученностью возраста вмещающих пород, особенно метаморфических.

Для решения главной задачи — определения природы фундамента каледонид, по-видимому, можно ограничиться рассмотрением только тех габбро-гипербазитовых комплексов, расположенных на площади древнего обрамления, которые здесь находятся вместе с палеозойскими отложениями.

В пределах Восточного Саяна известно около 100 выходов крупных и мелких тел габбро-гипербазитов, объединяемых в три пояса, тяготеющих к Главному Саянскому разлому [Пинус, Колесник, 1966]. Наиболее крупные в Восточном Саяне Оспинский и Китойский массивы располагаются юго-восточнее древней Гарганской глыбы [Ляшенко, 1979, 1981, 1984] и рассматриваются как фрагменты офиолитовых покровов. Пакеты пластин в них сложены гарцбургитами, дунитами, пироксенитами, габброидами, тесно ассоциирующими с метаморфизованными и спилито-фтанито-сланцевыми породами ильчирской свиты. Как правило, в такой последовательности снизу вверх породы располагаются в каждой пластине, причем в основании ее серпентинизированные дуниты и гарцбургиты обычно превращены в меланж, а сверху осадочно-вулканогенные породы — в олистострому с глыбами известняков и серпентинитов. Предполагается, что вулканогенно-осадочные породы верхних горизонтов ильчирской свиты могут

замещаться по простираанию карбонатными породами монгошинской свиты, в которых найдены остатки фауны нижнего кембрия [Бутов, 1985]. Поэтому есть основания полагать, что ильчирская свита в целом занимает вендраннекембрийский возрастной интервал, и относить офиолитовую ассоциацию Восточно-Саянского пояса к каледонским образованиям. О.В. Ляшенко отмечает неоднократно горизонтальных перемещений исходя из двух стратиграфических уровней образования олистостром, отвечающих ранней океанической, и поздней, переходной, стадиям развития.

Анализ строения офиолитов Восточно-Саянского пояса и данных магнитометрии дает возможность считать, что преобладало северное направление горизонтальных перемещений. В результате образовалось несколько чешуйчатых пакетов офиолитов, надвинутых с юга на древнейшие метаморфиты Гарганской глыбы. Интересно также отметить, что именно к этой зоне наибольшего скупивания пластин приурочен крупный Холбинский плагиогранитный массив.

Рассматривая соотношения каледонских офиолитов Восточно-Саянского пояса с древнейшими метаморфитами обрамления, слагающими Гарганскую глыбу, нетрудно заметить, что между ними отсутствуют какие-либо палеотектонические связи. В то же время обращает на себя внимание, что полнота набора пород офиолитовой ассоциации здесь такая же, как внутри площади каледонид, как в Куртушибинском поясе Западного Саяна. Эти данные свидетельствуют, с одной стороны, о независимости образования восточносаянских офиолитов от этих древнейших глыб, а с другой — о связи их с каледонидами. Можно предположить, что они формировались на замкнувшемся продолжении Западно-Саянского океанического бассейна. На это указывает и одновозрастность осадочно-вулканогенных пород, слагающих обе структуры. Отличия нижней вулканогенной части разреза, в Западном Саяне спилитовой, а в Восточном Саяне — спилит-кератофировой, по-видимому, связаны с приближением к окраине этого бассейна. Замыкание обеих структур, по всей вероятности, происходило при однонаправленных горизонтальных движениях масс с юга на север.

Сходное тектоническое положение занимает очень крупный Шишихидский массив, расположенный южнее на территории Монголии, но пока он остается слабоизученным. По данным полевых наблюдений А.А. Савельева в 1982 г. (устное сообщение), восточная часть массива сложена дунитами, в которых встречаются крупные изолированные массы лерцолитов и гарцбургитов. Дуниты с верлитами и клинопироксенитами лучше сохранились в западной части массива, для которой характерно нерегулярное переслаивание этих пород. Массивные габброиды обнажаются на западном краю Шишихидского массива. Контакты между дунитовой, дунит-верлит-клинопироксенитовой и габбровой частями массива тектонические. Также по разлому к гипербазитам с запада примыкают базальтоиды, которые выше сменяются вулканогенно-сланцевыми и известняковыми отложениями.

К юго-западу от Шишихидского гипербазитового массива вдоль границы каледонид с Сангиленским выступом древнего обрамления проходит Южно-Тувинский пояс [Пинус, Колесник, 1966; Ильин, Кудрявцев, 1973]. Он маркируется многочисленными телами апогарцбургитовых серпентинитов, которые тяготеют к основным и средним вулканитам нижнего кембрия [Велинский и др., 1978; Велинский, Вартанова, 1978, 1981]. Мелкие тела гипербазитов отмечают запад-юго-западное простираание Агардакского разлома, который считается контролирующим их выходы. Крупные массивы отходят от него на юг, в пределы Сангиленского выступа метаморфитов. Так, Тарлашкинский массив имеет форму пластины длиной 10 км с мощностью 2 км, под углом 40—50° погружающейся на север. Массив сложен в основном слабосерпентини-

зированными дунитами и только небольшая часть его — гарцбургитами. Оталькование, равномерно охватывающее породы массива, относится к той же амфиболитовой фации, которая преобразовала вмещающие породы. Абсолютный возраст последних, определенный калий-аргоновым методом, 1480 млн лет. Интересно, что он одинаков с возрастом габброидов, прорывающих гипербазитовые массивы. Весьма знаменательно, что обломки вмещающих пород закатаны в серпентиниты не только краевых, но и внутренних частей гипербазитовых массивов.

Тектонически схожи габбро-гипербазитовые массивы на окраинах каледонид соседних районов Западной Монголии. Так, на склонах хребта Хан-Хухей они тяготеют к окраинам древнего выступа, являющегося юго-западным окончанием Сангиленского массива, а наиболее крупные из них углубляются внутрь массива на несколько километров. В осевой части и на северном склоне хребта Хан-Хухей крупным является Думбэрольский массив, сходный с Тарлашкинским массивом Сангилены. Преобладающими в массиве являются дуниты и перидотиты, но встречаются, особенно в южной части массива, полосчатые габброиды с линзобразными телами серпентинитов и пироксенитов. По-видимому, более северная часть массива принадлежит дунит-гарцбургитовому, а южная — полосчатому дунит-пироксенит-габбровому комплексу. Преобладающее погружение полосчатости пород юго-восточное, в сторону каледонид Озерной зоны. Ограничения его всюду тектонические. В осевой части хребта Хан-Хухей, в 4—5 км на северо-запад от перевала Бага-Джаргалант, крупными коренными выходами обозначен еще один габбро-гипербазитовый массив, сложенный дунитами, гарцбургитами, пироксенитами и полосчатыми габброидами.

Оба массива исследованы еще недостаточно, но набор пород в них соответствует дунит-гарцбургитовому и полосчатому дунит-пироксенит-габбровому комплексам. Их положение севернее полосы серпентинитовых меланжей и олистостром южного склона хребта Хан-Хухей делает вероятным предположение, что эти массивы являются останцами офиолитового аллохтона, причем наиболее низкой его части — меланократового основания, надвинутого с юга на обрамление каледонид.

Это предположение подтверждается тем, что вдоль южного склона хребта Хан-Хухей более чем на 100 км протягивается полоса выходов полимиктового серпентинитового меланжа (рис. 15), который находится в основании многих пластин, сложенных породами офиолитовой ассоциации венд-раннекембрийского возраста [Дергунов, Лувсанданзан, 1984]. Кроме того, отдельные выходы серпентинитов встречаются вдоль крутопадающих разломов, нарушающих пологое залегание пластин офиолитов. В бортах ущелья р. Ичитуин-Гол и его притоков хорошо вскрыты мощные тела перетертого серпентинита, образующего матрицу меланжа. В ней встречаются окатанные "гальки и валуны", а также неокатанные глыбы (иногда крупные, до нескольких метров в поперечнике) массивных серпентинитов по дунитам и гарцбургитам, пироксенитов, реже гарцбургитов. Отдельные крупные глыбы представлены амфиболитами и слюдястыми мраморами, вероятно, отторженцами древнего метаморфического основания. Иногда встречаются отдельные крупные валуны габбро-диабазов, других вулканитов, кремнистых пород и мраморизованных известняков.

Восточнее, в районе сомона Дзун-Хангай, как бы на продолжении этой Хан-Хухейской зоны, но уже среди метаморфитов докаледонского обрамления, встречено небольшое "пятно" серпентинитового меланжа (примерно 1 км×2 км), в котором глыбы и блоки представлены этими метаморфитами [Палей, 1978].

Таким образом, на северном склоне хребта Хан-Хухей, совпадающем с северной окраиной одноименного выступа древних метаморфитов [Митрофанов и др., 1981], так же как на окраине Сангиленского массива, встречаются отдельные, но крупные тела, сложенные в основном массивными породами

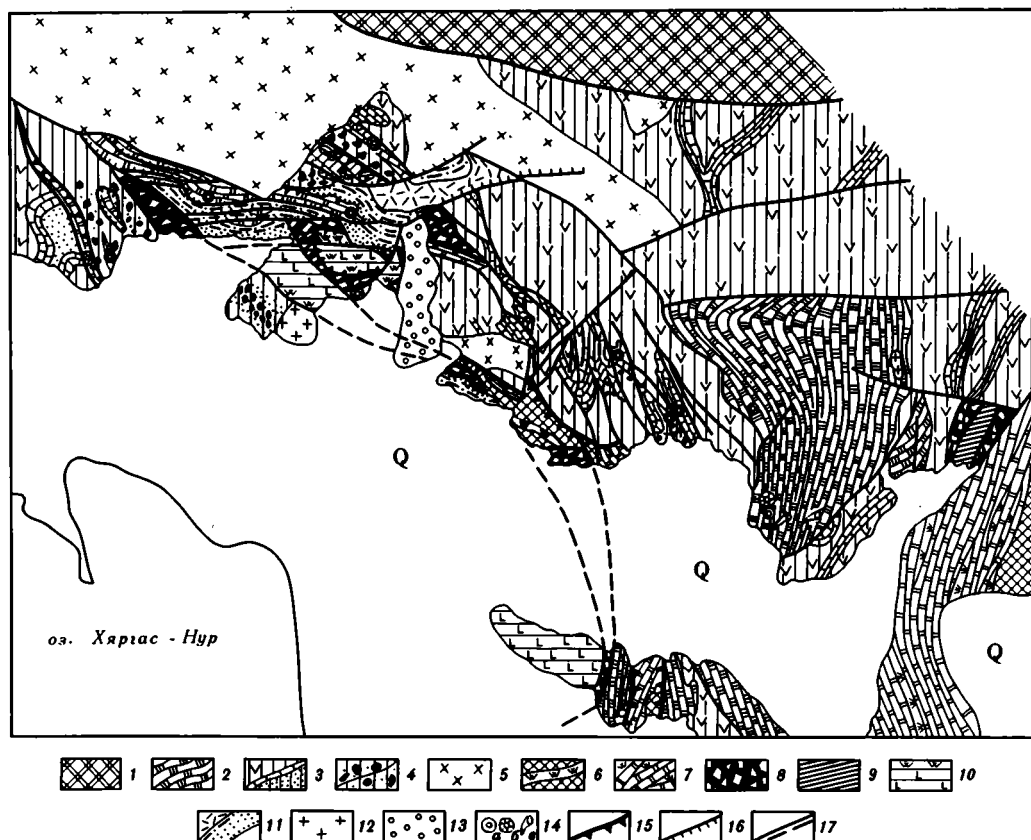


Рис. 15. Структурно-геологическая карта южного склона хребта Хан-Хухей

1—5 — автохтон: 1 — кристаллические сланцы и гнейсы древнего обрамления каледонид, 2 — мраморизованные известняки ($V-E_1$), 3 — базальт-андезитовые вулканы, известняки и туфогенно-терригенные породы (E_1), 4 — олистостромы (E_1), 5 — гранодиориты и плагиограниты (PZ_1); 6—10 — аллохтон, нижний покров: 6 — спилито-кератофировые вулканы и кремнистые породы ($V-E_1$), 7 — известняки (E_1), верхний покров: 8 — полимиктовый серпентинитовый меланж, 9 — комплекс диабазовых даек, 10 — спилито-диабазовые вулканы и кремнистые породы; 11—14 — неавтохтон: 11 — красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты и риолитовые порфиры (D_1), 12 — граниты (PZ_2), 13 — конгломераты, песчаники, алевролиты (J), 14 — онколиты (a), археоциаты (b), хилиты (e); 15—17 — разломы: 15 — кембрийские шарьяжи в основании покровов, 16 — девонские надвиги и взбросы, 17 — прочие разломы, видимые и скрытые рыхлыми отложениями

габбро-гипербазитового комплекса. По-видимому, они являются останцами офиолитового тектонического покрова, надвинутого с юга на докаледонское обрамление. Серпентинитовые меланжи южного склона, по всей вероятности, образовались при движении таких же офиолитовых покровов.

Как отмечалось, южное продолжение Сангиленского массива в Монголии известно под названием Дзабханской зоны. Западное ограничение этой зоны обозначено молодыми крутопадающими разломами, в которых встречаются редкие и мелкие тела серпентинитов. Однако в 30 км восточнее этого разлома, т.е. в глубине Дзабханской зоны, находится относительно крупный, вытянутый по длине Хутульский гипербазитовый массив, имеющий извилистые очертания и размер 20 км×10 км. Он сложен серпентинитовыми дунитами и гарцбургитами, иногда с полосчатой текстурой. В основании массива породы превращены в полимиктовый серпентинитовый меланж, выходы

которого вскрываются в понижениях рельефа и нередко оконтуривают массивные гипербазиты, которыми сложены возвышения. В 5 км к юго-западу от колодца Хутуль-Худук к выходам меланжа примыкает небольшой выход сильно эпидотизированных и рассланцованных основных вулканитов, которые затронуты только зеленокаменными превращениями в отличие от окружающих древних метаморфитов. По-видимому, эти гипербазиты и зеленокаменные вулканиты могут рассматриваться в виде останца тектонического покрова, надвинутого с запада на метаморфиты Дзабханской зоны, т.е. со стороны каледонид Озерной зоны.

Хорошо обозначена выходами каледонских офиолитов южная окраина древней Дзабханской зоны. К ней тяготеют Хантайширский, Хасагтинский и Дарбинский габбро-гипербазитовые массивы, причем каждый из них расположен в основании разреза офиолитовой ассоциации. Хантайширский массив, изученный лучше других [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], примыкает к древним метаморфитам обрамления нижней, дунит-гарцбургитовой, частью. Поздние разломы разделили ее на отдельные крупные тела, так же как лежавшие выше пироксенитовые и габброидные образования. Однако они закономерно располагаются в этой последовательности с севера на юг по мере удаления от древних метаморфитов. Непосредственно южнее габброидов находятся габбро-диабазы, постепенно полностью сменяемые комплексом параллельных даек, которые, в свою очередь, сменяются пиллоулавами базальтоидов. Последние еще южнее перекрываются терригенно-карбонатно-кремнистыми породами нижнего кембрия. Приведенная последовательность полностью отвечает разрезу офиолитовой ассоциации и поэтому может рассматриваться в качестве крупного пластообразного тела каледонских офиолитов, надвинутого на метаморфиты Дзабханской зоны.

Расположенный к северо-западу от Хантайширского Хасагтинский дунит-гарцбургитовый массив также может считаться фрагментом каледонского офиолитового покрова, но он находится в более сложных структурных условиях (рис. 16). Только на западе Хасагтинский массив контактирует с меланжированной кремнисто-вулканогенной толщей, вместе с которой он входит в каледонскую офиолитовую ассоциацию. С севера и востока гипербазитовый массив вместе с вулканами перекрывается мощными базальными конгломератами песчано-алевролитовой, возможно ордовикской (?), толщи, судя по свежему облику слагающих пород. С востока на эту толщу и гипербазиты полого надвинуты мощные мраморизованные известняки цаганоломской свиты венд-раннекембрийского возраста. Таким образом, в этом районе хорошо вскрыты структуры, демонстрирующие сложные тектонические соотношения между офиолитами каледонской Озерной зоны и одновозрастными им карбонатными отложениями, слагающими осадочный покров на древней Дзабханской зоне.

Тот же стиль тектонических соотношений сохраняется на крайнем юго-западном выступе древней Дзабханской зоны, в структурах хребта Дарби. Значительные по площади участки на южном склоне и юго-западном подножии этого хребта заняты породами габбро-гипербазитового комплекса, в то время как северный склон этого хребта занят преимущественно метаморфитами (рис. 17). Здесь находится крупный Алагульский массив, сложенный серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, но считается, что он перекрыт рифейскими или более древними (?) породами и прорывается дайками габброидов с абсолютным возрастом 930 ± 60 млн лет [Пинус и др., 1984]. Однако, по-видимому, этот гипербазитовый массив принадлежит каледонской офиолитовой ассоциации, так как он занимает одинаковое структурное положение с другими гипербазитовыми массивами южного склона хребта Дарби. Некоторые из них, например в бассейне р. Хабчигин-Булак, с северной стороны оторочены полосой меланжа, которая отделяет их от находящихся

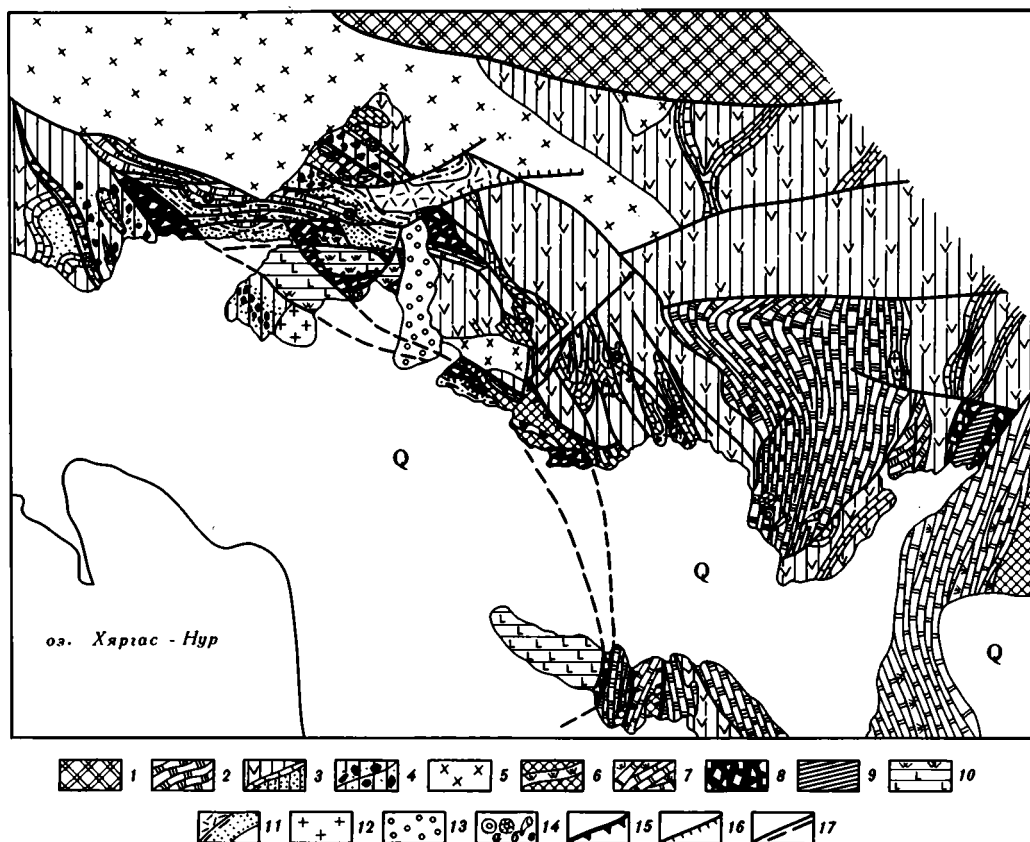


Рис. 15. Структурно-геологическая карта южного склона хребта Хан-Хухей

1—5 — автохтон: 1 — кристаллические сланцы и гнейсы древнего обрамления каледонид, 2 — мраморизованные известняки (V—Є₁), 3 — базальт-андезитовые вулканы, известняки и туфогенно-терригенные породы (Є₁), 4 — олистостромы (Є₁), 5 — гранодиориты и плагнограниты (PZ₁); 6—10 — аллохтон, нижний покров: 6 — спилито-кератофировые вулканы и кремнистые породы (V—Є₁), 7 — известняки (Є₁), верхний покров: 8 — полимиктовый серпентинитовый меланж, 9 — комплекс диабазовых даек, 10 — спилито-диабазовые вулканы и кремнистые породы; 11—14 — неоавтохтон: 11 — красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты и риолитовые порфиры (D₁), 12 — граниты (PZ₂), 13 — конгломераты, песчаники, алевролиты (J), 14 — онколиты (a), археоцитаты (б), хиолиты (в); 15—17 — разломы: 15 — кембрийские шарьяжи в основании покровов, 16 — девонские надвиги и взбросы, 17 — прочие разломы, видимые и скрытые рыхлыми отложениями

габбро-гипербазитового комплекса. По-видимому, они являются останцами офиолитового тектонического покрова, надвинутого с юга на докаледонское обрамление. Серпентинитовые меланжи южного склона, по всей вероятности, образовались при движении таких же офиолитовых покровов.

Как отмечалось, южное продолжение Сангиленского массива в Монголии известно под названием Дзабханской зоны. Западное ограничение этой зоны обозначено молодыми крутопадающими разломами, в которых встречаются редкие и мелкие тела серпентинитов. Однако в 30 км восточнее этого разлома, т.е. в глубине Дзабханской зоны, находится относительно крупный, вытянутый по долготе Хутульский гипербазитовый массив, имеющий извилистые очертания и размер 20 км×10 км. Он сложен серпентинитовыми дунитами и гарцбургитами, иногда с полосчатой текстурой. В основании массива породы превращены в полимиктовый серпентинитовый меланж, выходы

которого вскрываются в понижениях рельефа и нередко оконтуривают массивные гипербазиты, которыми сложены возвышения. В 5 км к юго-западу от колодца Хутуль-Худук к выходам меланжа примыкает небольшой выход сильно эпидотизированных и рассланцованных основных вулканитов, которые затронуты только зеленокаменными превращениями в отличие от окружающих древних метаморфитов. По-видимому, эти гипербазиты и зеленокаменные вулканиты могут рассматриваться в виде останца тектонического покрова, надвинутого с запада на метаморфиты Дзабханской зоны, т.е. со стороны каледонид Озерной зоны.

Хорошо обозначена выходами каледонских офиолитов южная окраина древней Дзабханской зоны. К ней тяготеют Хантайширский, Хасагтинский и Дарбинский габбро-гипербазитовые массивы, причем каждый из них расположен в основании разреза офиолитовой ассоциации. Хантайширский массив, изученный лучше других [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], примыкает к древним метаморфитам обрамления нижней, дунит-гарцбургитовой, частью. Поздние разломы разделили ее на отдельные крупные тела, так же как лежавшие выше пироксенитовые и габброидные образования. Однако они закономерно располагаются в этой последовательности с севера на юг по мере удаления от древних метаморфитов. Непосредственно южнее габброидов находятся габбро-диабазы, постепенно полностью сменяемые комплексом параллельных даек, которые, в свою очередь, сменяются пиллоулавами базальтоидов. Последние еще южнее перекрываются терригенно-карбонатно-кремнистыми породами нижнего кембрия. Приведенная последовательность полностью отвечает разрезу офиолитовой ассоциации и поэтому может рассматриваться в качестве крупного пластообразного тела каледонских офиолитов, надвинутого на метаморфиты Дзабханской зоны.

Расположенный к северо-западу от Хантайширского Хасагтинский дунит-гарцбургитовый массив также может считаться фрагментом каледонского офиолитового покрова, но он находится в более сложных структурных условиях (рис. 16). Только на западе Хасагтинский массив контактирует с меланжированной кремнисто-вулканогенной толщей, вместе с которой он входит в каледонскую офиолитовую ассоциацию. С севера и востока гипербазитовый массив вместе с вулканами перекрывается мощными базальными конгломератами песчано-алевролитовой, возможно ордовикской (?), толщи, судя по свежему облику слагающих пород. С востока на эту толщу и гипербазиты полого надвинуты мощные мраморизованные известняки цаганоломской свиты венд-раннекембрийского возраста. Таким образом, в этом районе хорошо вскрыты структуры, демонстрирующие сложные тектонические соотношения между офиолитами каледонской Озерной зоны и разновозрастными им карбонатными отложениями, слагающими осадочный покров на древней Дзабханской зоне.

Тот же стиль тектонических соотношений сохраняется на крайнем юго-западном выступе древней Дзабханской зоны, в структурах хребта Дарби. Значительные по площади участки на южном склоне и юго-западном подножии этого хребта заняты породами габбро-гипербазитового комплекса, в то время как северный склон этого хребта занят преимущественно метаморфитами (рис. 17). Здесь находится крупный Алагульский массив, сложенный серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, но считается, что он перекрыт рифейскими или более древними (?) породами и прорывается дайками габброидов с абсолютным возрастом 930 ± 60 млн лет [Пинус и др., 1984]. Однако, по-видимому, этот гипербазитовый массив принадлежит каледонской офиолитовой ассоциации, так как он занимает одинаковое структурное положение с другими гипербазитовыми массивами южного склона хребта Дарби. Некоторые из них, например в бассейне р. Хабчигин-Булак, с северной стороны оторочены полосой меланжа, которая отделяет их от находящихся

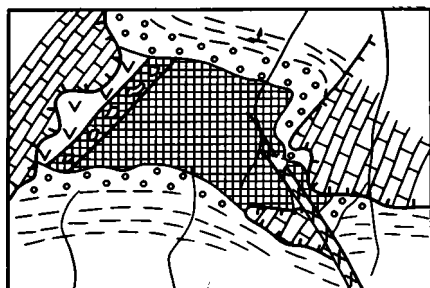


Рис. 16. Схема геологического строения северной части хребта Хасагту-Хайрхан (по данным Л.П. Зоненшайна, О. Томуртоого и автора)

1 — гипербазиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — вулканы спилито-кератофировой формации (V—E₁); 4 — известняки (V—E₁); 5 — базальные конгломераты, песчаники и алевролиты терригенной толщи (D?); 6 — дайка гранитов; 7 — пологие надвиги, шарьяжи (a), крутые разломы (b); 8 — элементы залегания

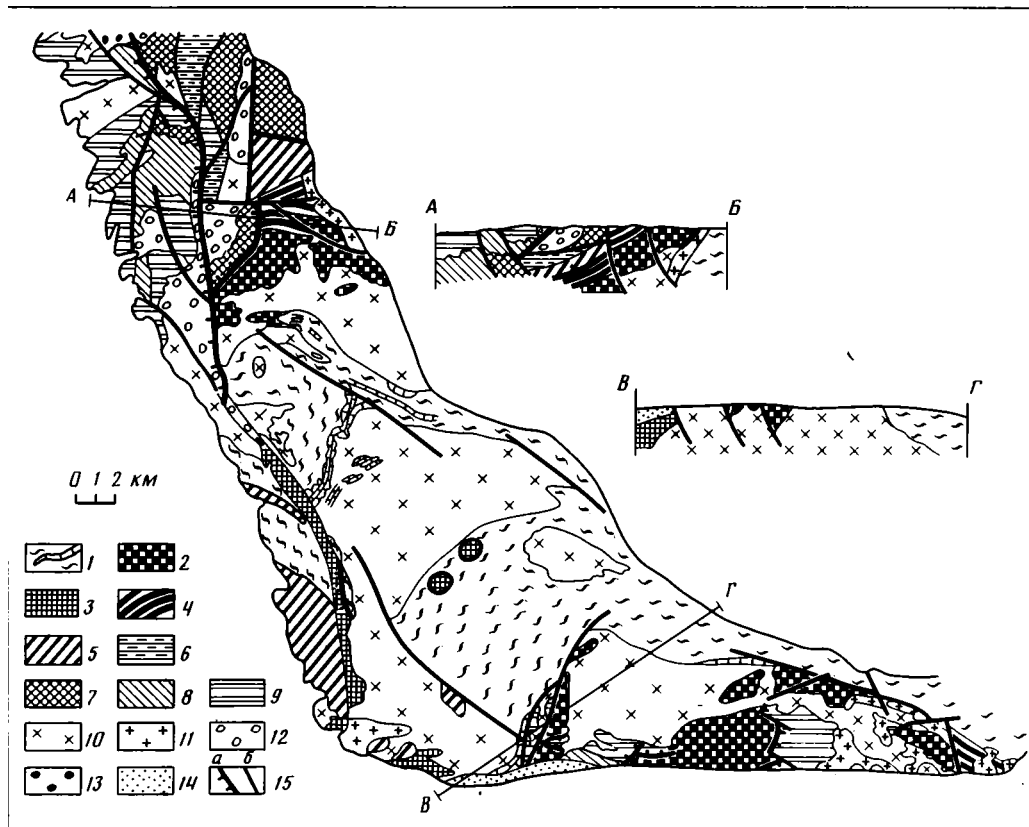


Рис. 17. Зона скупивания хребта Дарби (Западная Монголия) (составлена на основе материалов О. Томуртоого, Е.В. Хайна, Т.Н. Херасковой и автора)

1 — автохтон, кварц-биотит-плагиоклазовые сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы (PR?); 2—9 — аллохтон: 2 — серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, 3 — серпентинитовый меланж, 4 — дуниты и пироксениты, 5 — пироксениты и габбро, 6 — дайки габбро-диабазов, 7 — базальты, спилиты, редко кератофиров, 8 — базальты, андезит-базальты, их туфы, 9 — кремнисто-терригенные, кремнисто-карбонатные и кремнисто-туфогенные породы, известняки (V—E₁₋₂); 10—14 — неоавтохтон: 10 — плагиограниты и гранодиориты (E₂₋₃), 11 — граниты (D), 12 — конгломераты, полимиктовые песчаники, андезиты и туфы (D—S), 13 — липаритовые вулканы и красноцветная моласса (D), 14 — песчаники, углистые алевролиты (D—C₁); 15 — разломы: a — надвиги и шарьяжи в основании пластин, b — взбросы и сбросы

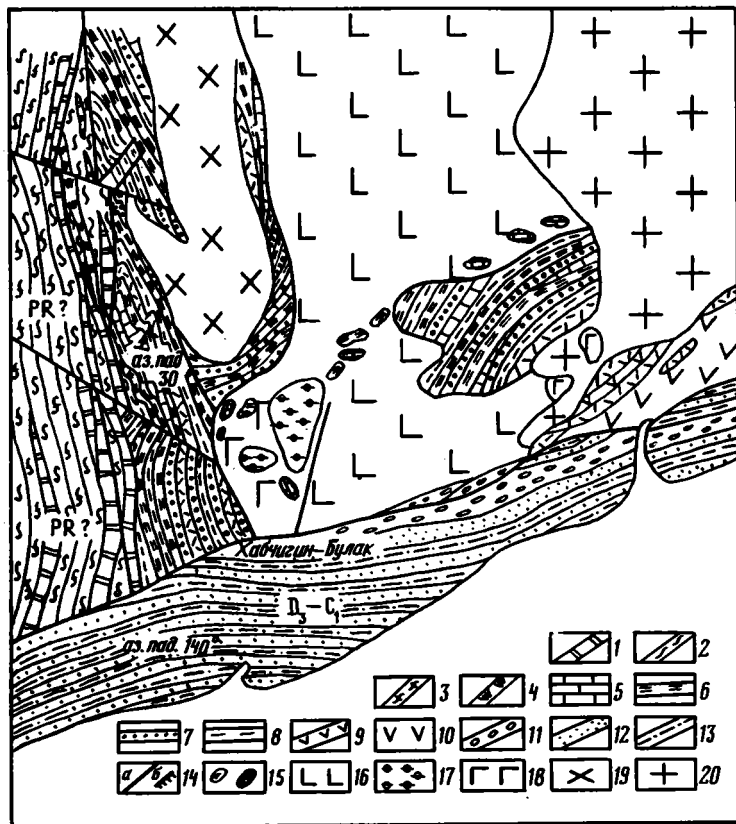


Рис. 18. Схема геологического строения района Хабчигин-Булак в южной части хребта Дарби на юге Западной Монголии

1—4 — древние метаморфические породы (PR?): 1 — мраморы, 2 — кристаллические сланцы, 3 — гнейсы, 4 — кварциты; 5—10 — венд-нижекембрийские породы: 5 — известняки, 6 — кремнистые породы, 7 — песчаники, 8 — алевролиты, 9 — лавы и туфы кислого состава, 10 — лавы и туфы основного состава; 11—13 — верхнедевон-нижнекарбоновые породы: 11 — конгломераты, 12 — песчаники, 13 — алевролиты; 14 — разломы крутопадающие (а), пологие (б); 15 — блоки пород в серпентинитовом меланже; 16 — серпентинизированные гипербазиты; 17 — те же породы в составе блоков; 18 — дунит-пироксениты "полосчатого" комплекса; 19 — габбро-диориты; 20 — молодые ("последокровные") граниты

севернее древних метаморфитов (рис. 18). Еще западнее, где хребет Дарби приобретает северо-западное простирание, во многих местах удастся установить распространение характерных комплексов пород, слагающих, так же как на хребте Хан-Тайшир, офиолитовую ассоциацию (см. рис. 17). Вдоль подножия здесь выходят кремнисто-вулканогенные породы венд-нижекембрийского возраста, которые северо-восточнее сменяются комплексом параллельных даек, затем последовательно габбро-амфиболитами, дунит-верлит-гарцбургитами и, наконец, дунит-гарцбургитами, отделенными разломами от древних метаморфитов. Здесь, как и в других районах, между каледонидами Озерной зоны и древними метаморфитами Дзабханской наблюдается весьма характерный разрез офиолитовой ассоциации с габбро-гипербазитами в основании, вероятно надвинутыми на древнюю Дзабханскую зону. Горизонтальный характер движения определяется развитием вдоль этих разломов серпентинитового меланжа и извилистыми очертаниями массивов, а направление — одинаковой последовательностью пород, характерной для разрезов офиолитовой ассоциации, которая

делает наиболее вероятным предположение о надвигании каледонских офиолитов на древние метаморфиты.

Итак, наблюдаемые особенности строения и структурного положения каледонских офиолитовых ассоциаций, примыкающих с запада, юго- и северо-запада к древнему обрамлению каледонид своим меланократовым основанием, т.е. породами габбро-гипербазитового комплекса, могут интерпретироваться как результат надвигания офиолитов на это обрамление. Непосредственным подтверждением такой обдукции служат останцы офиолитовых тектонических покровов.

Таким образом, выходы пород габбро-гипербазитового комплекса встречаются в разных структурах сибирской части каледонид, но наибольшие их скопления приурочены к тектоническим ограничениям крупных складчатых сооружений и к окраинам древнего обрамления. Несмотря на огромную площадь распространения, многочисленность, разные размеры и различное структурное положение, основные черты строения и состава габбро-гипербазитовых тел всюду очень близки. По существу общими для всех массивов являются: одинаковый набор пород (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, клинопироксениты, полосчатые и массивные габбро), характерный для дунит-гарцбургитового, дунит-клинопироксенит-габбрового и габбро-амфиболитового комплексов, которые также являются постоянными членами меланократового основания офиолитов; одинаковое их распределение по разрезу наиболее крупных массивов, где можно различить их стратификацию в такой же постоянной последовательности от дунит-гарцбургитов, через верлиты и пироксениты к полосчатым габброидам; одинаковая приуроченность верхнего члена этой последовательности к основанию разреза кремнисто-вулканогенных отложений.

Различия в строении и структурном положении габбро-гипербазитовых массивов можно объяснить разной степенью их тектонической переработки и горизонтальными перемещениями крупных офиолитовых покровов: крупные массивы, характеризующиеся типичной стратификацией комплексов пород офиолитовой ассоциации, выходят на поверхность вдоль фронтальной части этих покровов, а меланжево-олигостромовые ассоциации встречаются чаще в их тыловой части, погружающейся под тектонические пластины, сложенные обычно породами верхних частей офиолитовой ассоциации.

Наиболее ярко структурное положение разных типов габбро-гипербазитовых массивов видно в структуре Западно-Саянского синклиория, крылья которого осложнены встречными движениями тектонических покровов с севера и юга по направлению к оси синклиория. Фронтальные стороны этих покровов обозначены крупными выходами стратифицированных габбро-гипербазитовых массивов. Тыловые, погружающиеся части покровов маркируются ореолами меланжево-олигостромовой ассоциации, существенную часть которой занимают серпентинитовые меланжи.

Севернее Западного Саяна наметился Кузнецко-Алатауский ряд гипербазитовых массивов, возможно маркирующий южную окраину тектонического офиолитового покрова. Северная тыловая сторона его обозначена меланжево-олигостромовой ассоциацией, перекрывающей погружающиеся на север останцы габбро-гипербазитовых массивов. Южнее Западного Саяна фронтальная сторона тектонических покровов маркируется целым рядом крупных массивов Хан-Хухэй-Сангиленского пояса. Тыловая, погружающаяся на юг, сторона этих покровов отмечена ореолом меланжей и олигостромом в Западной Туве. На южной окраине каледонид Западной Монголии наметились широтные Хантайширский и Дарбинский габбро-гипербазитовые пояса, также, вероятно, маркирующие положение фронтальной стороны аллохтонов, погружающихся в южном направлении. Следовательно, в положении поясов крупных габбро-гипербазитовых массивов, обозначающих фронтальные стороны тектонических покровов и ореолов меланжево-олигостромовых ассо-

циаций, перекрывающие их тыльные погружающиеся стороны, проявляется определенная закономерность. Она отвечает единой динамической схеме встречных горизонтальных перемещений горных масс, которые в виде покровов двигались с севера и юга по направлению к оси Западно-Саянского синклинария.

Заметное сходство с уральскими и центральноазиатскими по составу, строению и тектоническому положению имеют габбро-гипербазитовые комплексы, находящиеся в основании офиолитовых покровов на других континентах и особенно на их окраинах [Книппер, 1975; Колман, 1979; Руженцев, 1976; и др.]. И это, несмотря на то, что они сложены породами разного возраста и в разное время были надвинуты на континентальные образования: в среднем ордовике — в Аппалачах и на о-ве Ньюфаундленд, среднем мелу — в Омане, эоцене — на Новой Гвинее. Следовательно, эти общие особенности строения офиолитовых аллохтонов отражают закономерности глобальных тектонических движений.

В последнее время все больше появляется сведений о том, что в основании разрезов разных частей и структур современных океанов тоже залегают габбро-гипербазитовые комплексы [Пушаровский, Меланхолина, 1981; Харин, 1981], сходные с континентальными. По данным Г.Н. Савельевой, состав гипербазитов из разреза дна Индийского океана в зоне разлома Оуэн отличается от "континентальных" гипербазитов Омана только большим содержанием некоторых элементов (Al, Ti, Ca, Cr), что она объясняет более быстрым подъемом к поверхности "океанических" гипербазитов и, как следствие, меньшей степенью их деплетированности. Таким образом, исходные породы мантии, процессы их преобразования и образования новых пород могли быть одинаковыми для океанов и палеоокеанов. Вероятно, этим объясняется большое сходство их конечных продуктов — пород габбро-гипербазитовых комплексов [Савельева, 1983].

Можно добавить, что еще не установлены какие-либо существенные различия в строении и составе пород меланократового основания для разновозрастных складчатых областей, по крайней мере начиная с рифейских. И в то же время во многих случаях видны резкие несогласия между структурами нижнего дунит-гарцбургитового и более высоких комплексов офиолитов. По-видимому, правы те исследователи, которые считают это несогласие общей особенностью офиолитов [Книппер, 1975].

В этой связи необходимо остановиться на новых результатах единичных, но очень важных определений абсолютного возраста пород габбро-гипербазитового комплекса Полярного Урала. Так давно были известны определения возраста K—Ag методом биотитов из тоналитов — 430—440 млн лет — и флогопитов из альбит-флогопитовых жил — 400 млн лет [Морковкина, 1967]. Эти данные были подтверждены определением возраста по соотношению стронциевых изотопов для биотита и плагиоклаза из тоналитов, показавшим 400 ± 10 млн лет. Однако неожиданные, но весьма знаменательные результаты были получены при определении абсолютного возраста полосчатых габбро-норитов и диабазов. Изохрона, построенная по соотношениям изотопов стронция и рубидия к стронцию, оказалась соответствующей 1,4 млрд лет. Кроме того, соотношение изотопов стронция для гарцбургитов получилось чрезвычайно низким — 0,701, что характерно для еще более древних пород — 2,5 млрд лет и древнее [Виноградов, Буякайте, 1981].

Эти определения показывают, что образование габброидов и тем более гипербазитов происходило задолго до заложения уральской эвгеосинклинали и, следовательно, не было связано с герцинским тектогенезом.

С этими данными согласуются результаты определения абсолютного возраста пород габбро-гипербазитового комплекса из меланократовой части разреза дна

Атлантического океана, который "колеблется от 10 млн лет до 2 млрд лет и не увязывается с возрастом базальтов, которые не бывают древнее среднеюрских" [Харин, 1981, с. 50].

Заканчивая описание комплексов пород меланократового основания, нужно отметить их следующие особенности:

1. Состав пород и строение меланократовых комплексов в складчатых областях разного возраста (каледониды, герциниды, альпиды) и разного типа ("мозаичные", "линейные") не имеют заметных различий.

2. Все больше обнаруживается сходство в структурных особенностях и составе пород, слагающих меланократовое основание в разрезах дна современных океанов и древних геосинклинальных областей континентов.

3. Все больше накапливается данных о крупных структурных несогласиях между самой нижней, обычно дунит-гарцбургитовой, и более верхними частями офиолитовых ассоциаций, а также о большом перерыве между образованиями меланократового основания и субкрупальной части офиолитов.

Итак, можно заключить, что образование меланократового основания офиолитов произошло значительно раньше их верхних частей и, по-видимому, не имело прямых связей с процессом преобразования океанической коры в континентальную. Можно предположить, что меланократовое основание является продуктом более древнего этапа развития Земли. Г.Г. Пинус пришел к твердому и обоснованному убеждению, что гипербазиты в Центральной Азии всегда древнее вмещающих пород и, возможно, вообще являются древнейшими образованиями [Пинус, Агафонов, 1978]. Поэтому следует присоединиться к тем исследователям, которые считают, что дунит-гарцбургитовый комплекс представляет верхнюю мантию, дунит-клинопироксенит-габбровый — переходный слой, совпадающий с поверхностью Мохоровичича, а габбро-амфиболитовый — "базальтовый" слой земной коры [Тектоника..., 1977; и др.].

КОМПЛЕКСЫ ДИАБАЗОВЫХ СИЛЛОВ И ДАЕК

В предыдущем разделе было показано, что фундаментом каледонид Центральной Азии, как и других складчатых областей, служит меланократовое базитовое основание, тесно связанное с более высокими частями разреза офиолитов в устойчивую парагенетическую ассоциацию. Формирование комплексов основания и других пород этой ассоциации происходило длительно и могло прерываться на значительное время. Поэтому именно комплексы диабазовых силлов и даек, расположенные между меланократовыми основанием и верхней коровой частью офиолитов, могут служить вещественным выражением связей между ними. Есть основание полагать, что образование диабазовых комплексов происходило неоднократно, так как во многих местах обнаруживается несколько генераций диабазов, разделенных значительными интервалами времени. По-видимому, процессы образования диабазовых комплексов могут в значительной мере заполнить пробелы в длительной истории формирования офиолитовой ассоциации [Тайер, 1977; Добрецов, 1977; Перфильев, Херасков, 1980; и др.].

Т.П. Тайер для офиолитовой ассоциации Тродос на о-ве Кипр отмечает, что пластовые диабазы на расстоянии 100 км прорваны 48000 почти параллельных даек, ориентированных перпендикулярно к этому пласту. На о-ве Ньюфаундленд [Малпас, Стевенс, 1977] многочисленные дайки основного состава прорывают габброиды, выше по разрезу количество их увеличивается до 100% объема и они слагают своеобразный пласт, перекрывающий те же габброиды. Далее вверх дайковый пласт сменяют шаровые лавы, но некоторые дайки проникают и в лавы. Односторонняя закалка свидетельствует о внедрении дайки в дайку в период пульсирующего заполнения трещины при растяжении в зоне спрединга [Колман, 1979].

На территории Центральной Азии Н.Л. Добрецов описал каледонские офиолиты Куртушибинской зоны Алтае-Саянской области, где диабазовые дайки находятся в переходном дунит-пироксенит-габбровом и габбро-офиолитовом комплексах. Они образуют серию параллельных, тесно перемежающихся даек, сложенных диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами, диоритовыми порфиритами, изредка альбитофирами. Мощность даек 0,1—5 м, простираение северо-восточное. Вверх дайки сменяются пластообразными телами метабазальтов и туфов. Состав даек близок к толеитовым базальтам чингинской свиты венда—нижнего кембрия. В соответствии с тектоно-петрологической моделью эти дайки образуются при дифференциации расплава в промежуточном очаге, возникшем при поднятии мантийного диапира. Наблюдаемое срезание нижних частей даек объясняется "ссыданием" их вторичным расплавом габброидов. Таким образом, дайковый комплекс генетически связывается Н.Л. Добрецовым с габброидами и считается одним из основных членов офиолитовой ассоциации [Добрецов, 1977].

В офиолитовой ассоциации центральной части Кузнецкого Алатау выше гипербазитов и габбро меланократового основания располагаются невыдержанные по структуре и текстуре брекчированные породы, которые по составу отвечают габбро-диабазам и габбро-порфиритам. В тесной ассоциации с ними находятся осадочно-вулканогенные породы, превращенные в меланж. Сходное положение дайкообразные брекчированные породы диабазового комплекса занимают среди офиолитов других районов Кузнецкого Алатау и Салаира, что считается закономерной особенностью их строения [Коновалова, Прусевич, 1977; Прусевич, 1981].

Специальное исследование диабазовых комплексов Урала, Западного Саяна и Западной Монголии провели А.С. Перфильев и Н.Н. Херасков. Они тоже считают, что диабазовые комплексы параллельных даек и силлов занимают определенное место в разрезе офиолитов этих районов. Чаще они располагаются выше габброидов, но иногда и в переходном дунит-пироксенит-габбровом комплексе. Подчеркивается, что дайки внедрялись в остывшие породы, чем исключается возможность их образования путем дифференциации расплава единого с габбро-гипербазитами очага [Перфильев, Херасков, 1980].

В Западной Монголии диабазовые комплексы известны в составе практически всех выходов меланократового фундамента офиолитов: Хан-Тайширском, Дарбинском, Хан-Хухейском, Эрдени-Улинском, Их-Богдинском и Баян-Хонгорском. Они находятся в основании крупных тектонических покровов, надвинутых на окраину древней Дзабханской зоны и расчлененных на тектонические чешуи [Дергунов и др., 1980а; Дергунов, Лувсанданзан, 1984].

На юго-восточной окраине Озерной зоны диабазовые дайки Хан-Тайширского массива располагаются выше переходного габбро-пироксенитового комплекса и образуют самостоятельный горизонт мощностью до 1000 м. В его верхней части они насыщают весь занимаемый объем и слагают пласт своеобразных диабазовых брекчий, которые, в свою очередь, сменяются подушечными лавами. Здесь установлен непосредственный переход диабазовых даек в пиллоулавы и считается, что те и другие были образованы после раскрытия магматического очага, в котором ранее сформировался переходный габбро-пироксенитовый комплекс [Зоненшайн, Кузьмин, 1978].

Позднее было выяснено [Перфильев, Херасков, 1980], что входящие в офиолитовую ассоциацию комплексы пород слагают здесь отдельные тектонические пластины, которые образованы интенсивно фельдшпатизированными породами, плагиоклазовыми пироксенитами, кварцевыми габбро, диоритами. Эти породы прорваны диабазовыми дайками, извилистыми жилами диабазов, имеющими отчетливые закаленные контакты. Выше залегает пластина параллельных диабазовых даек, круто падающих на восток, т.е. перпендикулярно к самой

пластине, погружающейся на юго-запад. Скрины среди даек внизу пластины занимают до 50% ее объема и образованы метасоматическими габбро и кварцевыми диоритами, средне- и мелкозернистыми. Именно эти дайки, не подвергшиеся метасоматозу, переходят через диабазовую брекчию в подушечные лавы венда—нижнего кембрия. Таким образом, в Хан-Тайширском офиолитовом комплексе установлены две генерации диабазов, разделенных периодами фельдшпатизации. Переход даек через диабазовые брекчии в подушечные лавы относится к дайкам второй генерации.

Офиолитовый массив Эрдени-Ула расположен примерно в 200 км юго-восточнее Хан-Тайширского. Он также имеет сложное чешуйчатое строение, причем нижние две чешуи сложены набором осадочно-вулканогенных пород формации зеленых туфов, а верхние три — породами меланократового основания [Перфильев, Херасков, 1980]. В нижних пластинах на гипербазиты ложатся базальные конгломераты с галькой гипербазитов и габброидов, а отдельные прослои сложены серпентинитовыми алевролитами и песчаниками. В верхних пластинах находятся серпентиниты по лерцолитам, дунитам и верлитам, выше залегает меланократовое габбро, сменяющееся осветленными габбро, прорванными диабазовыми дайками. Еще выше располагается комплекс ветвящихся и почти параллельных диабазовых даек двух генераций, причем дайки ранней генерации сильнее зеленокаменно изменены, среди них встречаются угловатые скрины гипербазитов и габбро. Дайки диабазов второй генерации насыщают преимущественно нижнюю часть диабазового слоя, по составу они близки к океаническим толентам и, возможно, служили подводящими каналами для базальтов толщи зеленых туфов.

В приведенных описаниях отражена сложная и длительная история преобразования пород меланократового основания и подтверждается существование перерыва между формированием меланократового основания и осадочно-вулканогенной части офиолитов. Однако вместе с породами меланократового фундамента всюду находятся комплексы диабазов, связанные с ними пространственно и структурно, т.е. образующие устойчивую парагенетическую ассоциацию. В последние годы комплексы диабазовых даек обнаружены также среди выходов пород меланократового фундамента хребта Дарби [Хераскова и др., 1985], в офиолитовых комплексах хребтов Их-Богдо и Баян-Хонгорской зоны [Коптева и др., 1984] среди выходов серпентинитового меланжа на южном склоне хребта Хан-Хухей [Дергунов, Лувсанданзан, 1984].

Таким образом, диабазовый комплекс силлов, брекчий и даек имеет весьма широкое распространение в каледонидах Центральной Азии и всюду занимает определенное место в разрезе верхней части меланократового основания. По всей вероятности, он образуется при высоком близповерхностном положении меланократового основания в условиях растяжения и горизонтального проскальзывания тектонических пластин, сложенных породами верхнего габбро-амфиболитового и переходного дунит-пироксенит-габбрового комплексов меланократового фундамента [Колман, 1979; Перфильев, Херасков, 1980].

Диабазовые комплексы образуют несколько генераций, разделенных крупными перерывами, причем даже самая ранняя генерация формируется значительно позднее габбро-гипербазитового меланократового основания и внедряется в уже застывшие породы. Непосредственные переходы между диабазовыми дайками поздних генераций и базальтовыми лавами дают возможность считать, что образование диабазовых комплексов происходило прерывисто в огромный интервал времени между древнейшими процессами, создавшими габбро-гипербазитовое основание, и значительно более молодыми, образовавшими верхнюю кремнисто-вулканогенную часть офиолитов. Суммируя приведенные данные, можно прийти к выводу, что диабазовые комплексы не имеют прямых генетических связей с меланократовым основанием, они являются парагенетиче-

скими. Габбро-гипербазитовое основание служит исходной средой, своеобразной "почвой", которая в определенных условиях (вероятно, близкое к земной поверхности растяжение) производит и диабазовые дайки, и силлы, и базальтовые вулканы. Процессы их образования являются прямым следствием тектонической расслоенности океанической литосферы на пластины и их относительных горизонтальных перемещений [Пейве, 1980].

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ПОЛОЖЕНИЕ В НИХ КАЛЕДОНСКИХ ФОРМАЦИЙ

Каледонидами Центральной Азии, как отмечалось, предлагается считать покровно-складчатые сооружения, развитие которых начинается с образования венд-нижекембрийских офиолитов, а завершается девонскими молассоидами и орогенным магматизмом. Эти каледониды занимают почти всю Алтае-Саянскую область и Западную Монголию, располагаясь к западу от древних массивов Восточного Саяна, Восточной Тувы и Дзбханской зоны Западной Монголии. С юго-запада каледониды ограничены Иртыш-Зайсанской и Южно-Монгольской герцинскими областями.

Отложения венд-девонского возраста преобладают на территории каледонид, в разных ее частях они имеют неодинаковый состав и набор пород, отражая латеральную тектоническую неоднородность. Не меньшее разнообразие обнаруживается при прослеживании этих отложений в разрезах, т.е. в возрастной последовательности. В то же время для всей территории каледонид существуют общие возрастные рубежи, на которых происходила смена одних отложений другими, обусловленная общими этапами тектонического развития Алтае-Саянской области [Кузнецов, 1954; Белостоцкий и др., 1959; Зоненшайн, 1963; Моссаковский, 1963; Дергунов, 1967; и др.] и Западной Монголии [Амантов, 1963; Матросов, 1969; Волочкович, Леонтьев, 1964; Дергунов и др., 1980а]. Совпадение этих возрастных рубежей позволяет выделять общие стратиграфические комплексы для всей территории каледонид Центральной Азии.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Специальные стратиграфические исследования и региональное геологическое картирование привели к созданию в 60-х годах общей стратиграфической схемы, принятой многими исследователями [Белоусов, Сенников, 1960; Винкман и др., 1964; Моссаковский, 1963; Дергунов, 1967; и др.]. Возрастное расчленение кембрийских отложений проводилось на основе определений содержащихся в них общепризнанных групп организмов: трилобитов, археоциат и водорослей. Более древние, "доархеоциатовые", отложения обычно карбонатные, содержащие нечетко установленные органические формы, относили к верхнему докембрию главным образом на основании их непосредственных структурных и стратиграфических связей с нижекембрийскими толщами. Таким образом, в этих стратиграфических схемах достаточно надежно обоснованный интервал начинался с верхов докембрия (венд). Выше располагались толщи, охарактеризованные остатками трилобитов и археоциат.

Значительное изменение взглядов некоторых исследователей на стратиграфию произошло в конце 60—70-х годов [Гинцингер и др., 1969]. Оно было вызвано результатами исследований проблематичных форм "докембрийских" организмов — микрофитолитов [Журавлева, 1964; и др.] и фитодериватов, при изучении

которых, особенно их микроструктуры, было выделено много новых групп этих организмов и создана биостратиграфическая основа для расчленения и корреляции "нижне-, средне- и верхнерифейских" отложений [Поспелов, Тарновский, 1978].

Остатки этих организмов были обнаружены во многих районах Алтае-Саянской области, причем иногда вблизи толщ, содержащих археоциаты и другие кембрийские формы. В этих местах породы с археоциатами оказывались разделенными разломами. Например, на северо-востоке Горного Алтая археоциатовые известняки были выделены в виде тектонических клиньев среди пород баратальской (р. Малая Иша), манжерокской (р. Иша) и сарысазской (р. Аксаазкан) свит [Гинцингер и др., 1969], а позднее в Белькском нагорье — среди известняков гольджинской свиты (р. Уяр) [Тарновский, 1979]. Эти материалы послужили обоснованием представлений о широком развитии в Алтае-Саянской области рифейских отложений [Винкман и др., 1973; Гинцингер, 1978; и др.].

Однако многие исследователи, особенно стратиграфы и биостратиграфы, весьма скептически относятся к самой возможности использования этих проблематичных организмов в целях определения возраста и корреляции содержащих их отложений. Отмечается, что "анализ этого материала на рабочих совещаниях и коллоквиумах не выдерживает критики... Не исключено, что микроструктуры, на основании которых А.Г. Поспелов обособляет формы фитодериватов, похожи на микроструктуры некоторых форм строматолитов, но известно, что одинаковая структура может быть в разных и разновозрастных строматолитах. Поэтому коллоквиум по строматолитам Сибирской платформы исключил из унифицированной схемы формы, определенные по одной микроструктуре... В среднем рифее оказываются наиболее характерные формы венда... и верхнего рифея..." [Хоментовский, 1978, с. 16—18].

Сомнения в возможности использовать эти проблематичные остатки для выделения и расчленения "докембрийских" толщ особенно возросли в последние годы благодаря новым находкам вместе с ними археоциат, эпифитоносных водорослей и других, заведомо кембрийских, организмов. Интересно отметить, что такие факты были известны уже давно.

Так, еще в 40-х годах на северо-востоке Кузнецкого Алатау, в верховье р. Саралы, археоциаты были найдены ниже известняков с "невландиевой проблематикой" [Радугин, 1950]. Правда, позднее, вероятно стремясь исправить это положение, невландиевые известняки или отделяли разломами, или считали весь разрез перевернутым. Однако детальные наблюдения З.П. Любалинской показали, что этот район имеет антиклинальную структуру с андезитобазальтовыми вулканитами в ядре, туфогенно-терригенными и карбонатными породами, содержащими археоциаты, — на крыльях, выше которых стратиграфически согласно лежат "главстанские" известняки с "невландиевой проблематикой" [Любалинская, 1978а]. Интересно, что эти материалы не противоречат упоминавшимся наблюдениям К.В. Радугина.

Разрезы Батеневского кряжа на аналогичных основаниях начинаются со среднего рифея и делятся на целый ряд свит, содержащих многочисленные остатки "рифейской проблематики", и, так же как в Кузнецком Алатау, отделяются друг от друга тектоно-денудационными перерывами [Гинцингер, 1978; и др.]. Следует напомнить, что еще в 30—40-х годах первые исследователи этих мест Я.С. Эдельштейн, О.К. Полетаева и А.Г. Вологдин относили эти карбонатные толщи к кембрию. Специальные исследования, проведенные в этом районе Д.М. Бондаревой, показали, что эти толщи образуют единую серию и слагают северное крыло Кутень-Булукской антиклинали, моноклинально погружающиеся на север. В основании видимой части нижней известняковой толщи были обнаружены археоциаты, определившие ее принадлежность к нижнему кембрию.

Выше согласно лежат: доломитовая с радиоляриевыми лидитами, известняковая с антраконитами, доломитовая с линзами известняков и онколитовых брекчий и, наконец, верхняя фациально изменчивая толща с рифами археоциатовых известняков. По простиранию они сменяются маломощной кремнисто-известняковой толщей (северный склон горы Мартюхиной), также содержащей единичные остатки археоциат. Таким образом, весь видимый в этом районе разрез относится к нижнему кембрию и завершается кремнистыми, карбонатными и терригенными отложениями, содержащими также остатки среднекембрийских трилобитов (урочище Сухие Солонцы). Отмечается, что "онколитовая проблематика" тяготеет к доломитовым, а хиолиты и археоциаты — к известняковым толщам [Бондарева, 1978б].

В Бельском Белогорье, расположенном непосредственно восточнее Батеневского Кряжа, сторонники использования этой проблематики выделяют докембрийские отложения и расчленяют их на целый ряд свит [Гинцингер, 1978; Тарновский, 1979]. Исследователи, предпочитающие традиционную фауну (археоциаты, трилобиты), относят эти же отложения к нижнему кембрию, причем именно здесь они сделали много новых находок остатков археоциат вместе с "докембрийской проблематикой" [Любалинская, 1978б; Бондарева, 1978б].

Так, в верховьях ключа Хвостова (правом притоке р. Узы) в основании туфогенно-терригенной толщи с известняками, лежащей согласно на андезитобазальтовых вулканитах, были обнаружены мелкие археоциаты и водоросли, а выше в рифогенных известняках вместе с многочисленными остатками разных археоциат обнаружены также остатки проблематичных форм. В северной части этого же региона, в правом борту долины р. Убей, в толще доломитистых известняков археоциаты и эпифитониты также были обнаружены вместе с онколитами. Таким образом, на большой площади Бельского Белогорья известняково-доломитовая толща оказалась во многих местах содержащей остатки заведомо нижнекембрийских организмов вместе с "докембрийской проблематикой", что дает основание считать остатки проблематичных организмов "проходящими" формами.

На крайнем северо-западе Восточного Саяна также известны новые находки археоциат в сложной по составу терригенно-туфогенной толще, отнесенной ранее к верхнему рифею. Здесь в бассейне р. Козыревой описан непрерывный разрез от спилито-кератофировой к туфогенно-карбонатной, а затем карбонатной толще с археоциатами, которые обнаружены в шлифах вместе с проблематикой [Бондарева, 1978а].

По-видимому, методика использования проблематичных остатков еще недостаточно совершенна, и поэтому проведенный на ее основе пересмотр возраста представляется неубедительным. К такому выводу приходят многие геологи, изучавшие опорные стратотипические районы [Геологическое..., 1978; Хоментовский, 1978; Дергунов, Херасков, 1982; и др.].

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Сводные стратиграфические схемы для всей территории каледонид Центральной Азии не составлялись, но многие работы, посвященные строению крупных частей каледонид, как правило, содержат систематизированные стратиграфические материалы. Для Алтае-Саянской области, занимающей большую, северную, часть этой территории, хорошо известны сводные работы по Горному Алтаю [Нехорошев, 1958, 1966; Винкман, 1959; Винкман и др., 1964; Волков, 1966; и др.], Западному Саяну [Сивов, 1953; Зоненшайн, 1963; Херасков, 1979; и др.], Восточному Саяну [Берзин, 1967; Предтеченский, 1967; Геологическое..., 1978; Тарновский, 1979] и Туве [Зайцев, 1960б; Гинцингер, Винкман, 1974; Винкман и др., 1979; Коробейников и др., 1979]. Важные страти-

Таблица 1

Стратиграфическое положение каледонских формаций в структурных зонах
Озерно-Алтайской ("диабазово-спилитовой") области

	1	2	3	4
Силур	Моласса [Амантов, 1961]	Карбонатно-терригенная Чергакская свита [Благойрахов, 1960]	Известняково-андезитовая Кремнисто-терригенная	
Ордовик	Андезитовая [Дергунов и др., 1980а]	Моласса Шеммуждакская свита [Берзин, 1979]	Туфогенно-терригенная [Дергунов и др., 1980а]	Моласса
Кембрий	верхний			Терригенная
	средний		[Дергунов и др., 1980а]	Горно-алтайская свита [Волочкович, Леонтьев, 1964; Родыгин, 1979]
	нижний	Моласса △△△	Терригенно-карбонатная Акдурукская свита △△△	Кремнистая Аспатинская свита
Венд	[Дергунов и др., 1980а; Хераскова, 1986]	Алтынтулакская свита [Благойрахов, 1960; Берзин, 1979]	[Дергунов и др., 1980а]	Диабазово- [Дергунов, Херасков, 1985]

Примечание. Зоны: 1 - Озерная Западной Монголии; 2 - западная часть Тувинской; 3 - Монгольско-Алтайская; 4 - Холзунско-Чуйская Горного Алтая; 5 - Ануйско-Чуйская

графические обобщения выполнены при изучении тектонических соотношений нескольких смежных сооружений, например Минусинских впадин и их горного обрамления [Моссаковский, 1963], Горного и Монгольского Алтая [Волочкович, Леонтьев, 1964], Горного Алтая и Западного Саяна [Дергунов, 1967]. Сводные стратиграфические схемы для всей Алтае-Саянской области, как правило, относятся к отдельным этапам ее развития.

Южную часть территории каледонид, расположенную в Западной Монголии, начали изучать позднее [Иванов, 1953; Амантов, 1963; Матросов, 1969; Лувсанданзан, 1970; и др.], однако здесь также выполнены сводные стратиграфические исследования [Маркова, 1975; Дергунов и др., 1980а]. Результаты этих исследований базируются на хорошо вскрытых стратотипических разрезах, реально наблюдаемых соотношениях толщ и определениях надежных форм ископаемых организмов, что вместе с хорошей обнаженностью и доступностью опорных объектов Западной Монголии повышает достоверность и значимость этих результатов для всей территории каледонид Центральной Азии [Дергунов, 1981].

5	6	7	8
<u>Карбонатно-терригенная</u> [Тихонов, 1956; Дергунов, 1967]	<u>Эффузивно-карбонатная рифтогенная</u> Ярышкольская свита [Дергунов, 1967]	<u>Карбонатно-терригенная</u>	
	<u>Андезит-липаритовая и молассовая</u>	[Зоненшайн, 1963; Дергунов, 1967]	Верхняя часть окинской свиты [Бутов, 1985]
<u>флишеидная</u> Горно-алтайская свита [Тихонов, 1956; Дергунов, 1967]	<u>(гурбидитная)</u> Башкауская, арташская, кумурлинская свиты [Дергунов, 1967]	Сютхольская, ишкинская алагсугская свиты [Зоненшайн, 1963; Херасков, 1979]	Нижняя часть окинской свиты
<u>терригенно-туффовая</u>			
?	Саратанская свита [Дергунов, 1967]	Амыльская, верхняя часть чингинской свиты	Верхняя часть ильчирской свиты
<u>спилитовая</u>	Саратанская свита [Дергунов, 1967]	Нижняя часть чингинской свиты [Херасков, 1979]	Нижняя часть иль- чирской свиты [Ляшенко, 1979; Добрецов, 1985]
Горного Алтая; 6 – Чулышманская восточной части Горного Алтая; 7 – Западно-Саянская (центральная часть); 8 – Восточно-Саянская (юго-восточная часть). Треугольники – олистостромы			

Итак, сравнение строения крупных каледонских сооружений позволяет установить общие этапы их развития и соответствующие им стратиграфические комплексы отложений: венд-среднекембрийский, средне-верхнекембрийский, иногда с низами ордовика (тремадок), ордовикско-силурийский и девонский (табл. 1—3).

Венд-среднекембрийский комплекс развит во всех сооружениях каледонид и на их древнем обрамлении, но только на обрамлении удастся наблюдать его полные разрезы и налегания, обычно с размывом и несогласием, на более древних образованиях (рис. 19) [Зайцев, Ильин, 1970; Дергунов и др., 1980б; Ильин, 1982]. В пределах собственно каледонских сооружений венд-среднекембрийские отложения являются самыми древними, и очень редко видны их нижние горизонты или контакты с основанием. И все же на юго-восточной окраине Озерной зоны (хребет Хан-Тайшир) установлены непосредственные переходы между венд-среднекембрийскими базальтоидами и диабазовыми дайками, которые, в свою очередь, связаны с меланократовым основанием [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. В районе горы Эрдени обнаружено стратиграфическое налегание толщи зеленокаменных вулканитов и туфов с серпентинитовыми конгломерато-брек-

Таблица 2

Стратиграфическое положение каледонских формаций
в структурных зонах "спилито-ксеритофоровой" области

		9	10	11	12
Орловик	Кембрий			<u>Моласса</u> Чойская свита [Сенников, 197]	
				<u>Моласса</u> Кульбическая свита [Ившин, 1960]	
				<u>Моласса</u> Еландинская свита	
		нижний	<u>Кремнисто-карбонатная</u> [Дергунов и др., 1980а; Хераскова, 1986]	Баратальская свита [Дергунов, 1967]	<u>Кремнистая-терри- генно-туффовитовая</u> Тырганская свита [Белоуов, Сенин- ков, 1960]
Венд		[Дергунов и др., 1980а; Хераскова, 1986]	Сагаласская и другие свиты [Зыбин, Сергеев, 1978] Манжерокская свита [Дергунов, 1967]	Сырысасская свита [Белоуов, Сенин- ков, 1960]	<u>Спилиито-</u> [Моссаковский, 1963; Алабин, 1983]

Примечание. Зоны: 9 – Дагандельская Западной Монголии; 10 – Баратальская подзона в юго-восточной части Горного Алтая; 11 – северная часть Горного Алтая; 12 – Кузнецко-Алатауская; 13 – Ба-

П р и м е ч а н и е. Зоны: 9 – Дагандельская Западной Монголии; 10 – Баратальская подзона в юго-восточной части Горного Алтая; 11 – северная часть Горного Алтая; 12 – Кузнецко-Алатауская; 13 – Ба-

чиями, гравийными песчаниками и алевролитами в основании непосредственно на серпентинизированных гипербазитах [Перфильев, Херасков, 1980]. Такого рода соотношения, по-видимому, вообще редки, так как обычно базальтоиды нижних горизонтов венд-среднекембрийского комплекса связаны с меланократовым основанием через комплекс параллельных даек, т.е. природа первичной связи не стратиграфическая, а магматическая.

Постоянное и практически повсеместное сонахождение базальтоидов и гипербазитов, как отмечалось, установлено в Алтае-Саянской области давно, но в последние годы между ними выявлены зоны меланжа, олистостромов и другие признаки горизонтальных перемещений в Горном Алтае [Кузнецов, 1980], Кузнецком Алатау и Салаире [Коновалова, Прусевич, 1977], Западном Саяне [Добрецов, Пономарева, 1977а,б; Херасков, 1979], Туве [Берзин, 1979], Восточном Саяне [Ляшенко, 1979; Добрецов, 1985] и Западной Монголии [Зонен-

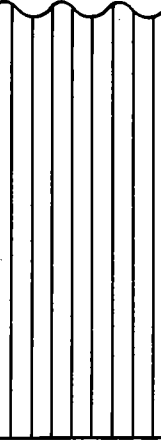
13	14	15	16
		<u>Моладса</u>	
<u>Базальт-андезитовая</u> [Моссаковский, 1963]		<u>Базальт-андезитовая</u> Казырская свита [Моссаковский, 1963]	?
<u>Кремнисто-карбонатная</u>	<u>Формация "зеленых туфов"</u>		
Марюхинская свита [Моссаковский, 1963; Бондарева, 19786]	Арбатская свита	<u>Кремнисто-карбонатная</u>	
	<u>Рифо-туфо-конгломератовая</u>	Балахтинская свита [Тарновский, 1979] Овсянковская свита [Бондарева, 1978а]	Монгошинская и др. свиты [Бутов, 1985; Добрецов, 1985]
	Верхнемонокская свита [Херасков, 1979]		— — — ? — — —
<u>кератофировая</u>			
Лощенковская свита [Гинцингер, 1978; Бондарева, 19786]	Нижнемонокская свита [Дергунов, 1967; Херасков, 1979]	Бахтинская свита [Бондарева, 1978а; Тарновский, 1979]	Оспинская свита [Ляшенко, 1984]
теневская подзона Кузнецкого Алатау; 14 — Северная Западного Саяна; 15 — "Кембросаян" (северо- западная часть Восточного Саяна); 16 — Восточно-Саянская			

шайн, Кузьмин, 1978; Дергунов и др., 1980а; Дергунов, Лувсанданзан, 1984]. Эти данные показывают, что первичные магматические соотношения между базальтами и породами меланократового основания сохраняются значительно реже тектонических, а стратиграфические контакты — только в исключительных случаях.

Нижними в венд-среднекембрийском комплексе являются вулканогенные толщи, состав которых закономерно изменяется в разных частях территории каледонид Центральной Азии, во многом определяя ее палеотектоническую зональность [Белоусов, 1968; Дергунов и др., 1980а; Дергунов, Хераскова, 1981; Волков, 1986; Хераскова, 1986]. Вверх по разрезам вулканы сменяются обычно нижнекембрийскими туфогенными, карбонатными и нередко кремнистыми породами. Сходное замещение происходит в некоторых регионах по латерали, по мере приближения к восточному обрамлению каледонид, вероятно подчи-

Таблица 3

Стратиграфическое положение каледонских формаций
в структурных зонах "базальт-андезитовой" области

	17	18	19	20
Силур	Моласса [Дергунов, Лувсандан- зан, 1984]			
Ордовик		Моласса [Благонаров, 1960]		
Кембрий		?	Моласса [Чучко, 1969]	?
			Туфогенно-терригенная Туматтайгинская и др. свиты [Зайкова, 1978]	Туфогенно-терригенная △△△ [Берзин, 1979]
			Базальт-андезитовая	Кремнисто-карбонатная
		Туматтайгинская и другие свиты [Зайкова, 1978]	[Берзин, 1979]	[Любалинская, 1978а]
Венд	[Дергунов и др., 1983; Хераско- ва, 1986]	Спилито-кератофировая [Шеглов, Волков, 1970]	Базальт-андезит- липаритовая [Берзин, 1979]	Базальт-андезитовая [Моссаковский, 1963; Любалин- ская, 1978б]
П р и м е ч а н и е. Зоны: 17 – Ханхухэйская Западной Монголии; 18 – Таниуольская Тува; 19 – Хамсаринская Тува; 20 – Белькское Белогорье Треугольники – олистостромы				

няясь палеотектонической зональности [Зоненшайн, 1974; Дергунов, 1981; Дергунов, Херасков, 1982]. Среднекембрийская часть комплекса более разнообразна: ее первая половина (амгинский ярус) почти везде продолжает разрезы нижнего кембрия, а в ранних каледонидах она несогласно перекрывает нижние толщи и представлена мелководными молассоидами [Кузнецов, 1954; Дергунов, 1967; Дергунов и др., 1980а] (см. табл. 1; рис. 19).

В Озерной и, вероятно, в Алтайской зонах Западной Монголии самое нижнее положение занимают толщи спилито-диабазовых вулканитов, достигающие 1,5—2 км видимой мощности (хребты Сэрь и Монгольский Алтай). В соседних к северу районах Западной Тувы и в Центральной зоне Западного Саяна в такой же стратиграфической позиции находятся близкие по составу вулканогенные породы алтынбулакской [Берзин, 1979] и чингинской [Херасков, 1979] свит. Возможно, к этой же группе следует отнести основные вулканиты ман-

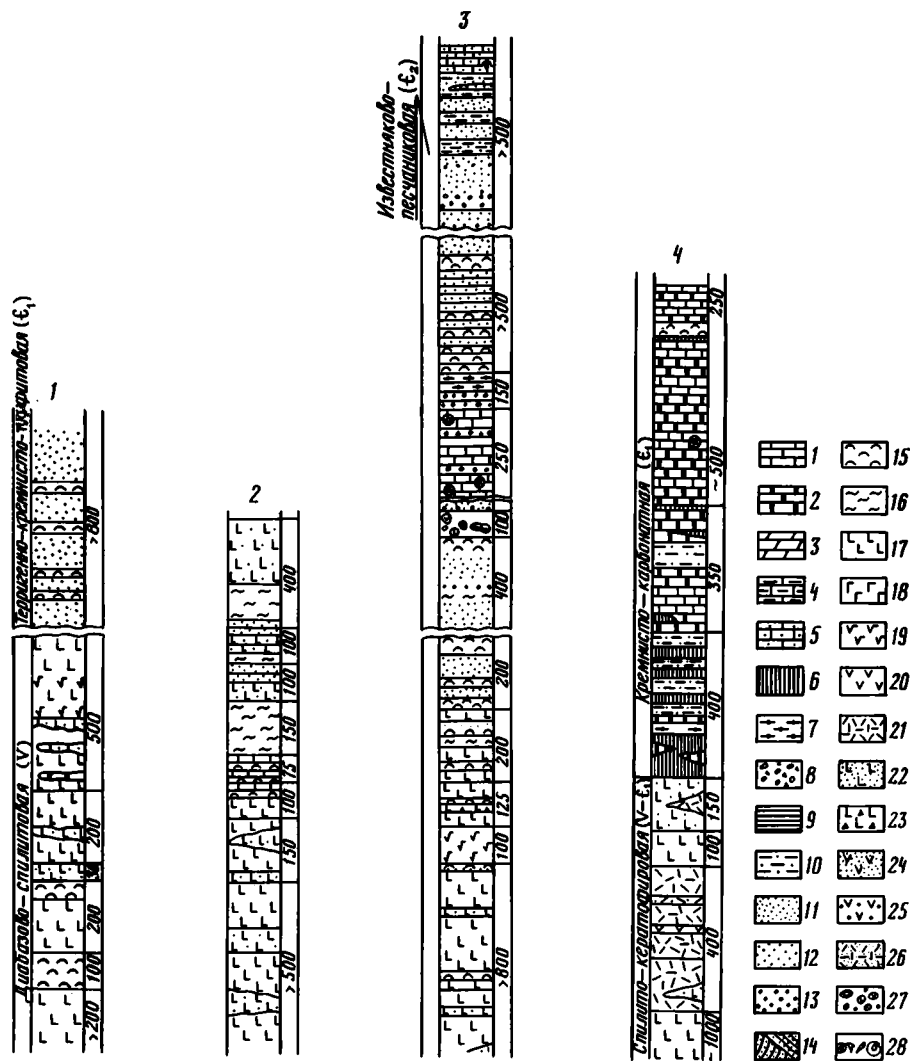
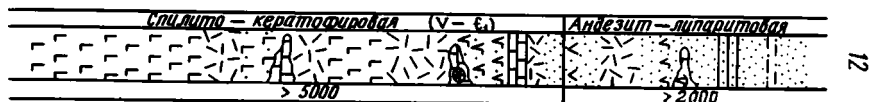
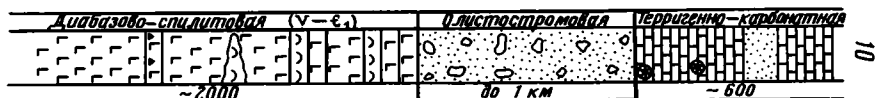
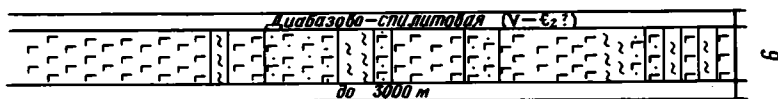
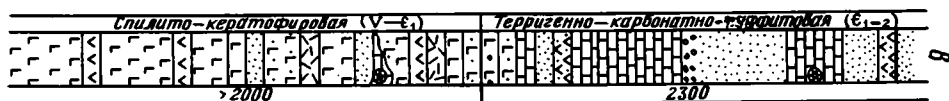
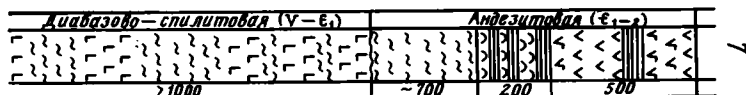
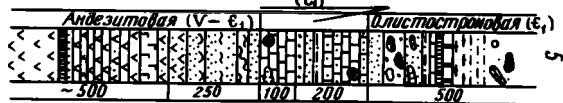


Рис. 19. Разрезы стратиграфических комплексов и формаций венд-среднекембрийского возраста (1—21)

1 — Монгольско-Алтайская зона, р. Цаганнурийн-Гол; 2 — Цаган-Шибетинская подзона, р. Бургасутийн-Гол; 3 — Озерная зона, хребет Сэрь; 4 — Дагандельская зона, гора Дагандель; 5 — Ханхухэйская зона, южный склон хребта Хан-Хухэй; 6 — Дзабханская зона, верховья р. Дзабхан; 7 — Холзунско-Чуйская зона, верховья р. Катунь [Перфильев, 1960; Родыгин, 1979, с изменениями автора]; 8 — Уйменско-Лебедской прогиб, западный борт [Белоусов, Сенников, 1960]; 9 — Чулышманская зона, г. Башкаус; 10 — Западная Тува, гора Утук-Хая [Алтае-Саянская..., 1984]; 11 — Западно-Саянская зона, левобережье р. Енисей [Херасков, 1979]; 12 — Таннуольская зона, хребет Восточный Танну-Ола [Щеголов, Волков, 1970]; 13 — Северная Монголия, южнее оз. Хубсугул [Хераскова и др., 1983]; 14 — Кузнецко-Алатауская зона, р. Белый Иус [Моссаковский, 1963]; 15 — Батеневский кряж, Беликское Белогорье [Любалинская, 1978а, б; Бондарева, 1978б]; 16 — Западно-Саянская зона, верховья р. Большой Абакан; 17 — та же зона, южный склон хребта Хансын [Херасков, 1979]; 18 — та же зона, р. Большая Шушь [Херасков, 1979]; 19 — Таннуольская зона, р. Тапса [Берзин, 1979]; 20 — Хамсаринская зона, междуречье Сыстыг-Хем и Чашпы [Чучко и др., 1969; Берзин, 1979]; 21 — Сангиленский массив, р. Пучук [Ильин, 1982]

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — доломитистые известняки; 4 — глинистые известняки; 5 — песчаные известняки; 6 — кремнистые породы; 7 — фтаниты; 8 — кремнисто-карбонатные брекнии; 9 — глинистые сланцы; 10 — алевроиты; 11 — песчаники; 12 — гравелиты; 13 — конгломераты; 14 — косошлостые песчаники; 15 — туффиты и туфосилициты; 16 — метаморфические (зеленые) сланцы; 17 — спилиты; 18 — диабазы; 19 — андезито-базальты; 20 — андезитовые порфириты; 21 — кератофиры; 22 — туфы основного состава; 23 — лавовые брекнии спилитов; 24 — туфы среднего состава; 25 — туфоконгломераты; 26 — туфы кислого состава; 27 — олистостромы; 28 — места находок археоциат, трилобитов, хиолитов, другой фауны

Известняковая
(ϵ_1)



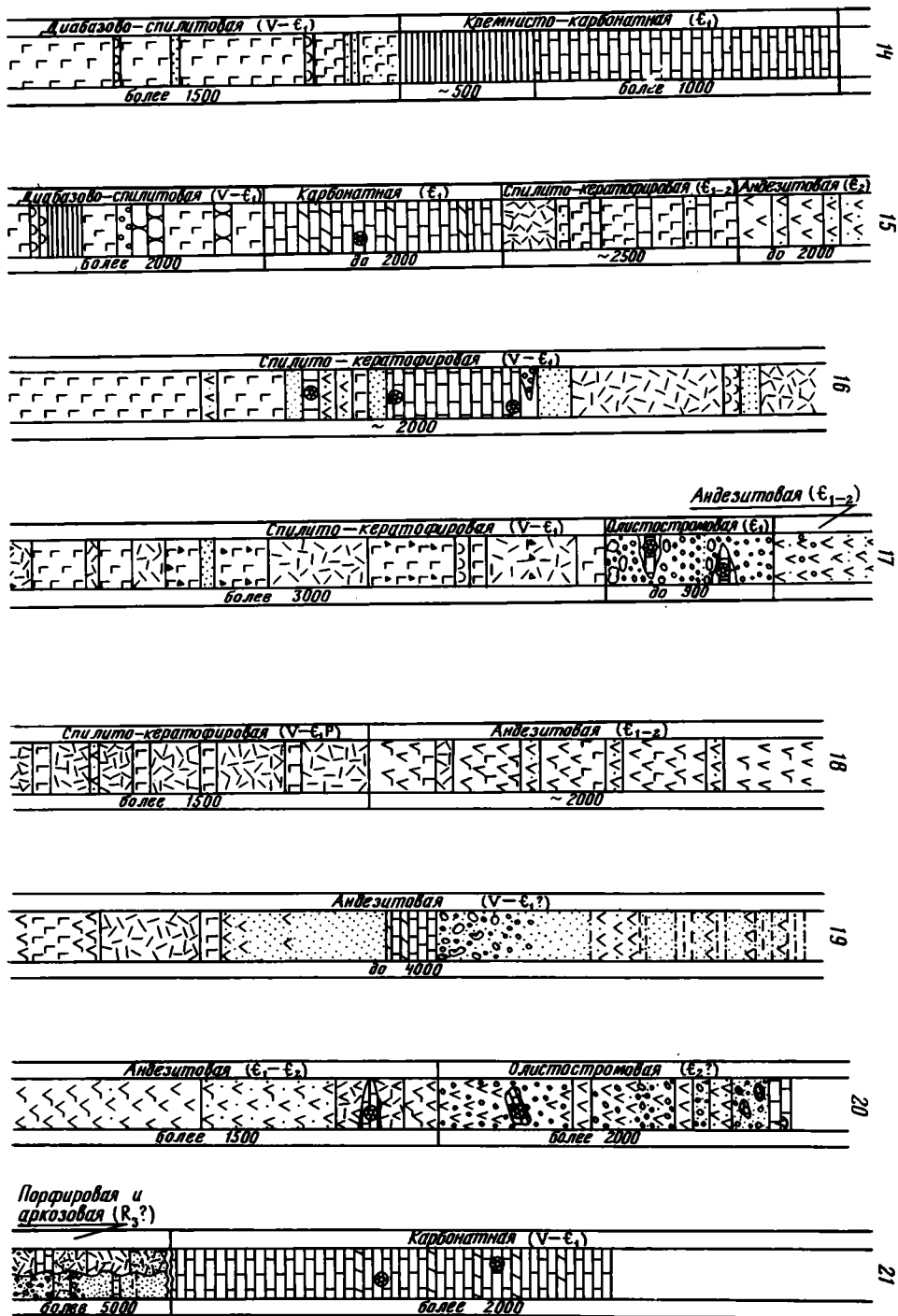


Рис. 19 (окончание)

жероковской и других свит северо-западной части Горного Алтая [Гурский, 1978; и др.], а также ильчирской свиты юго-восточной окраины Восточного Саяна [Лященко, 1979; Добрецов, 1985].

Вулканогенные толщи иного состава располагаются примерно на том же стратиграфическом уровне, в зонах, находящихся восточнее и северо-восточнее предыдущих, ближе к докаледонскому обрамлению (см. рис. 1, табл. 2). В их составе также преобладают базальтоиды, но среди них значительно больше щелочных разновидностей, и, кроме того, в верхних горизонтах этих вулканогенных толщ существенное место занимают кислые вулканиды — кератофиры (натровые липариты) — при почти полном отсутствии пород среднего состава [Дергунов, Хераскова, 1981]. В Западной Монголии к этим контрастным спилито-кератофировым вулканидам относится нижняя часть разреза Дагандельской зоны [Дергунов и др., 1980а], в центральной части Тувы подобные породы встречаются в виде крупных глыб и валунов в олистостроме [Берзин, 1979], на северном склоне Западного Саяна близкий состав имеет нижнемонокская свита [Дергунов, 1967; Херасков, 1979], в Горной Шории и Кузнецком Алатау — кондомская и другие сходные свиты [Моссаковский, 1963; Алабин, 1983; и др.], на Горном Алтае — сарысазская [Белоусов, Сенников, 1960], каячинская — в северо-восточной и манжероковская — в юго-западной части [Дергунов, 1967] и, наконец, на северо-западе Восточного Саяна — частично бахтинская и другие свиты, относимые к нижней формации [Бондарева, 1978а], а на крайнем юго-востоке Восточного Саяна — оспинская свита [Лященко, 1984].

Третий тип вулканогенных толщ — андезито-базальтовый — также начинающий разрез венд-среднекембрийского комплекса, располагается северо-восточнее и примыкает непосредственно к докаледонскому обрамлению (см. рис. 1, табл. 3). Вулканогенные толщи этого типа содержат значительно больше туфогенных пород, вулканомиктовых, граувакковых песчаников и рифогенных известняков. В Западной Монголии андезито-базальты дифференцированного ряда обнаружены только на северной и южной окраинах Озерной зоны. На севере они прослеживаются вдоль южного склона хребта Хан-Хухэй, образуя самостоятельную палеотектоническую Хан-Хухэйскую зону с типичным островодужным набором формаций [Дергунов и др., 1983]. Вероятно, к этому типу вулканогенных отложений относится толща преимущественно андезитобазальтового состава, включающая крупные пачки граувакк на юго-восточной окраине Озерной зоны, где она начинает разрез хребта Хан-Тайшир [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. В юго-восточной части Восточного Саяна сходного типа терригенно-вулканогенные отложения участвуют в строении барунгольской свиты [Добрецов, 1985]. Западнее, в центральной части Восточной Тувы, к сходному набору пород добавляются риолитовые порфиры, а также грубообломочные терригенные и карбонатные породы, в совокупности слагающие туматтайгинскую свиту [Зайкова, 1978]. На северо-западной окраине Восточного Саяна сходное стратиграфическое положение занимают андезито-базальтовые вулканиды, относимые к нижней формации в Бельском Белогорье [Любалинская, 1978б]. Вероятно, близкий андезито-базальтовый состав имеют вулканогенные породы, входящие в состав лощенковской свиты Батеневского кряжа, но по простираанию они замещаются археоциатовыми известняками [Моссаковский, 1963; Бондарева, 1978б]. Преимущественно вулканогенными андезито-базальтовыми породами сложена ашпанакская свита на северо-востоке Горного Алтая и ускунайская — Салаира [Гинцингер и др., 1969].

Возраст вулканогенных толщ определяется главным образом их устойчивым стратиграфическим положением непосредственно под слоистыми толщами, содержащими остатки нижнекембрийских археоциат и других организмов. Только в единичных случаях в самих вулканидах обнаружены линзы известняков

с археоциатами. Такие находки сделаны в долине р. Бургусутай на северо-западе Западной Монголии среди базальтоидов [Волочкович, Леонтьев, 1964; Дергунов и др., 1980а], туфов порфиритов в истоках р. Лебедь на стыке Западного Саяна и Горной Шории [Дергунов, 1967] и среди порфиритов в долине р. Иши на северо-востоке Горного Алтая [Гинцингер и др., 1969]. Если учесть, что нижняя стратиграфическая граница этого вулканогенного комплекса не известна, то занимаемый им возрастной интервал окажется, скорее всего, в пределах венда и нижней части нижнего кембрия (алданский ярус), так как остатки фауны ленского яруса, как правило, находятся в перекрывающих отложениях.

Также неоднозначно определяется мощность вулканогенного комплекса, тем более, что почти всюду можно судить только об ее видимой части. Лишь на юго-востоке Озерной зоны Западной Монголии в хребте Хан-Тайшир виден полный разрез вулканитов от комплекса параллельных даек до покрывающих кремнисто-сланцевых отложений, который равен примерно 1,5 км. В опорном разрезе Озерной зоны, в хребте Сэрь, видимая мощность ограничена также 1,5 км; на севере той же зоны у подножия хребта Хан-Хухэй она более 0,5 км; в Западной Туве и в Западном Саяне наблюдаются, по-видимому, максимальные мощности вулканитов, до 2—3 км [Херасков, 1979]. Несколько меньше, до 2 км мощности, имеют вулканиты в Кузнецком Алатау и "Кембросаяне" [Моссаковский, 1963], а также на Горном Алтае [Волков, 1966; Дергунов, 1967; Гинцингер и др., 1969; и др.].

Итак, важнейшими особенностями вулканогенных толщ каледонид Центральной Азии являются их повсеместное нижнее стратиграфическое положение, закономерное изменение состава с юго-запада на северо-восток от толщ недифференцированных толеитовых базальтоидов до последовательно дифференцированных базальт-андезит-риолитовых серий, а затем замещение их кремнисто-терригенно-карбонатными отложениями в том же направлении, ближе к каледонскому обрамлению. Вполне возможно, что такое же полное замещение вулканитов карбонатными породами происходит и на некоторых поднятиях каледонид, например Батеневском кряже, Горной Шории и Катунском горсте Горного Алтая, расположенных в северной краевой части каледонид Центральной Азии.

Средняя, собственно нижнекембрийская, часть венд-среднекембрийского комплекса может служить опорой его стратиграфической позиции, так как именно в ней обычно содержатся остатки нижнекембрийской фауны. В ее строении участвуют весьма разнообразные кремнистые, туфогенные, терригенные и карбонатные породы, относительное количество которых изменяется закономерно как во времени, так и в пространстве при прослеживании по латерали с юго-запада на северо-восток.

В центральной части Озерной зоны (хребет Сэрь) к средней, собственно нижнекембрийской части комплекса принадлежат кремнисто-туфогенные, а выше кремнисто-карбонатно-терригенные породы с археоциатами и рифами [Дергунов и др., 1980а]. С подстилающими спилито-диабазы они связаны постепенными переходами через пачку чередования лав, лавобрекчий, туфов и кремнистых туфов. Весьма характерным для этой пачки является олистостромовый горизонт, содержащий, кроме блоков осадочных и вулканогенных пород, обломки всех пород меланократового основания офиолитов.

Крупные тела рифогенных известняков с археоциатами, трилобитами и водорослями ленского яруса нижнего кембрия (санаштыкгольский горизонт) [Воронин, Дроздова, 1976] делают наиболее вероятным венд-нижнекембрийский возраст всего комплекса, так как они находятся примерно в 0,5—0,6 км от основания его средней части, общая мощность которой достигает 1,5 км. Может быть, в этих разрезах верхнюю толщу массивных грубокослоистых песчаников,

достигающую 0,4—0,5 км мощности, следует относить уже к верхней части рассматриваемого комплекса, так как состав ее существенно иной.

Сходное строение средняя часть венд-среднекембрийского комплекса имеет в пределах соседних с запада территорий хребта Монгольский Алтай [Дергунов и др., 1980а], а также северо-западнее, в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория Горного Алтая [Волочкович, Леонтьев, 1964], где она выходит в виде редких горстов и поднятий среди обширных пространств, перекрытых средне-верхнекембрийскими и более молодыми отложениями.

В других сооружениях Алтае-Саянской области сходные кремнистые терригенные и туфогенные породы средней части комплекса нередко сохраняют стратиграфические связи с подстилающими вулканическими толщами. Так, в центральной зоне Западного Саяна на основных вулканитах лежит фтанито-сланцевая часть чингинской свиты, которую в пределах Куртушибинского горста перекрывает с разрывом терешкинская свита андезито-базальтовых порфиритов, иногда гравелитов и конгломератов [Добрецов, Пономарева, 1977а]. В северной зоне Западного Саяна выше спилито-кератофиров нижнемонокской свиты находится рифо-туфоконгломератовая верхнемонокская [Херасков, 1979].

Заметные изменения в составе средней части комплекса, выраженные в значительном увеличении доли карбонатных пород, происходят по мере приближения к восточной и северо-восточной окраинам каледонид. Уже в Дагандельской зоне Западной Монголии они обособляются в виде кремнисто-карбонатной толщи, которая достигает 0,5 км мощности, хотя располагается среди кремнистых туфогенных и терригенных отложений.

Севернее, в Хан-Хухэйской зоне, нижнюю базальт-андезитовую часть обычно перекрывают терригенно-туфогенные песчито-псаммитовые разности пород, на которых лежат рифогенные археоциатовые и водорослевые известняки, но нередко такие же известняки сменяют эти терригенно-туфогенные породы по простиранию. В этой же Хан-Хухэйской зоне находится крупный карбонатный массив с вершиной горы Бумба-Ханар. Слагающие его известняки и доломиты достигают мощности 2 км и более и содержат как микрофитолиты венда, так и остатки археоциат и другой фауны нижнего кембрия. На восточной окраине этого карбонатного массива (район родника Бэлийн-Булак) обнаружена валунно-глыбовая толща — олистострома, отделяющая его от базальт-андезитовой, которая, как отмечалось, в верхней части также содержит обильные остатки археоциат [Дергунов и др., 1983]. Следовательно, соотношение карбонатных и базальт-андезитовых толщ сложное: локально андезито-базальты перекрываются карбонатными породами стратиграфически, но крупные массивы карбонатных пород, отделенные олистостромой, вероятно, являются останцами тектонических покровов.

Крупные толщи карбонатных пород с археоциатами и трилобитами прослеживаются в соседних районах Тувы. Здесь они также отделены от подстилающих вулканитов мощными меланжево-олистостромовыми образованиями, в которых в виде валунов, глыб и крупных олистолитов находится большинство пород офиолитовой ассоциации. Более того, в нескольких районах олистострома служит и верхним ограничением для этих карбонатных толщ. В то же время представляется весьма знаменательным, что эти известняковые толщи с остатками нижнекембрийских организмов связаны с обеими олистостромами постепенными стратиграфическими переходами. Такие переходы установлены нами с нижней олистостромой в районе горы Утук-Хая (см. рис. 12), а верхней — на левом берегу р. Енисей (восточнее поселка Новый Шагонар), а также в долине р. Чербы, правого притока р. Тапсы, на междуречье рек Каа-Хем и Бий-Хем. В последнем районе на правом берегу р. Тапсы

карбонатная толща связана с подстилающей вулканогенной (туматтайгинская свита) постепенным переходом [Берзин, 1979].

Весьма существенные выводы можно сделать из согласных стратиграфических соотношений нижнекембрийских карбонатных толщ с подстилающими и покрывающими олистостромами, если учесть, что накопление грубообломочных олистостром происходит во много раз быстрее, чем тонкозернистых карбонатных отложений. Прежде всего из этого следует, что образование подстилающей и покрывающей олистостром происходило почти одновременно с накоплением нижнекембрийской карбонатной толщи. Само образование олистостром свидетельствует не о перерыве и прекращении, а, наоборот, о резком усилении накопления грубообломочных осадков на раннем этапе существования каледонского бассейна за счет разрушения пород его дна, вулканитов и меланократового основания, выдвинутых в зону надводного или подводного размыва. Поэтому олистостромы не могут служить доказательством перерывов, несогласий, проявления складчатости и прочими признаками тектоно-денудационных перерывов между циклами (фазами, этапами) тектонического развития. В этом отношении еще более показательна упоминавшаяся олистострома в Озерной зоне (хребет Сэр, Западная Монголия), которая залегает совершенно согласно среди подстилающих и покрывающих пластов, сложенных одинаковыми мелкозернистыми кремнистыми песчаниками и алевролитами [Дергунов и др., 1980а].

В северо-восточных и восточных районах Горного Алтая средняя часть венд-среднекембрийского комплекса тоже имеет кремнистый, туфогенно-терригенный состав и включает пачки рифогенных, иногда археоциатовых, а также кремнистых известняков, которые в пределах Катунского антиклинория становятся преобладающими. Вдоль бортов Уйменско-Лебедского синклинория эти сложные по составу толщи известны в виде верхних частей сарысазской, тырганской, убинской и ашпанакской свит. Весьма вероятно, что они также участвуют в строении основания этого синклинория. При существующих разногласиях в трактовке возраста этих толщ предпочтение, по-видимому, следует отдать сторонникам их нижнекембрийского возраста [Белоусов, Сенников, 1960]. Приводимые опровержения не выглядят убедительными, что в некоторой степени признается их авторами, объективно отмечаящими условность определения возраста и корреляции этих толщ [Краевский, Винкман, 1969, с. 141].

В зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном к средней части комплекса относятся туфогенно-терригенные толщи с рифогенными археоциатовыми известняками, лежащие на вулканитах спилито-кератофирового ряда. В северной части этой зоны они были отнесены к верхнемонокской свите, а южнее включались в состав нерасчлененных ниже-среднекембрийских отложений [Дергунов, 1967]. На юго-восточном погружении Кадринско-Баратальского горста ранее они считались верхней подсвитой каянчинской свиты, а позднее на основе определения проблематичных остатков — верхнедокембрийской сагалакской и другими свитами [Зыбин, Сергеев, 1978].

На севере Алтае-Саянской области карбонатные породы становятся преобладающими в средней части венд-среднекембрийского комплекса. Более того, в пределах Катунского, Шорского и Батеневского поднятий ими может быть сложен весь разрез, но основание его здесь не вскрыто. Поэтому представляется приемлемым отнесение карбонатных пород к отдельной средней из трех формаций, принятое З.П. Любалинской и Д.М. Бондаревой. По их данным, в северных районах Кузнецкого Алатау (междуречье Избасса и Саралы) выше вулканитов и кремнистых терригенно-туфогенных пород располагаются рифогенные известняки с археоциатами и мощные толщи известняков района поселка Главстан [Любалинская, 1978а]. Восточнее, в Батеневском кряже (район деревни Биджа, горы Мартюхиной и пади Сухие Солонцы), вся мощная толща,

стратиграфически соответствующая средней части комплекса, представлена известняками и доломитами. Только севернее, в бассейне р. Большая Ерба, в середине разреза отмечается частичное замещение археоциатовых известняков туфогенно-терригенными и углисто-сланцевыми породами [Бондарева, 1978б]. В соседнем к востоку Бельком Белогорье (бассейн р. Уза) на нижней толще андезит-базальтов также выше туфогенно-терригенных пород лежат сначала кремнистые туфогенно-карбонатные, а затем — археоциатовые известняки, доломиты и различные кремнисто-карбонатные породы. Суммарная мощность карбонатных пород превышает здесь 1,5 км. Сходное структурное и стратиграфическое положение занимают карбонатные толщи и в других районах Бельковского Белогорья [Любалинская, 1978б], а также на северо-западной окраине Восточного Саяна, в бассейне р. Козыревой [Бондарева, 1978а].

В Казыр-Кизирской зоне Восточного Саяна средняя часть венд-среднекембрийского комплекса также широко распространена и, по-видимому, занимает такое же стратиграфическое положение, как в других районах, располагаясь выше вулканогенных спилито-кератофировых толщ (бахтинская и другие свиты). Состав средней части комплекса здесь весьма разнообразен, но чаще на вулканитах лежат карбонатные толщи, местами содержащие остатки археоциат (верховья р. Сисим в районе станции Шетинкино). Нередко карбонатные и кремнисто-терригенные толщи увеличиваются в мощности и выделяются в качестве разных свит (овсянковская, павловская, чибижевская, балахтисонская), но практически всюду они соседствуют с вулканогенными толщами, а местами налегают на них стратиграфически. Остатки археоциат из этих свит найдены давно, например в балахтисонской [Тарновский, 1979], а в некоторых (овсянковская) обнаружены в последние годы [Бондарева, 1978а].

В юго-восточной части Восточного Саяна в последнее время находят все больше остатков палеозойской фауны в разных по составу толщах, ранее считавшихся рифейскими и более древними. На новой биостратиграфической основе для венд-палеозойского интервала появилась возможность выделить терригенно-карбонатный, терригенно-карбонатно-вулканогенный и офиолитовый типы разрезов, причем установлено, что относительное положение соответствующих им палеотектонических зон сильно осложнено покровной тектоникой [Ляшенко, 1979; Беличенко и др., 1980; Бутов и др., 1979; Бутов, 1985, 1986; Добрецов, 1985]. В то же время здесь выявляется сходное с другими районами стратиграфическое положение кремнистых терригенно-туфогенных отложений (верхняя часть ильчирской и других свит) выше вулканитов нижней части венд-нижнекембрийского комплекса, а терригенно-карбонатных толщ (монгошинская и другие свиты) — выше древнейших метаморфитов. Таким образом, здесь в тектонически сложном положении оказались совмещенными горизонтальными движениями фрагменты собственно каледонских структур, сложенных породами венд-нижне-среднекембрийского комплекса и их восточного обрамления, в котором этот комплекс является осадочным чехлом на древнем метаморфическом основании.

Верхняя часть рассматриваемого комплекса относится к среднему отделу кембрия, но иногда в нее можно включать и верхи нижнего кембрия, резко отличающиеся по составу от подстилающих толщ. Она не имеет сплошного распространения и устанавливается только в отдельных районах в виде разных по составу отложений, которые имеют неодинаковые соотношения с подстилающими. Эти различия служат критерием для разделения каледонид на ранние (салаириды) и поздние. В ранних каледонидах отложения амгинского яруса среднего кембрия на юге, в Западной Монголии, и майского на севере Алтае-Саянской области перекрывают подстилающие толщи резко несогласно. Их можно выделить в качестве самостоятельной структурно-стратиграфической единицы, завершающей главный этап развития этих сооружений. В поздних кале-

донидах среднекембрийские отложения залегают обычно согласно в средней части разреза.

В Озерной зоне Западной Монголии, в хребте Сэрь, выявлена толща преимущественно вулканопалимктовых песчаников и алевролитов, переходящих выше через известковистые разности в песчанистые известняки с остатками амгинских трилобитов. Она с оползневой конгломерато-брекчий (олистостромой), содержащей глыбы, валуны и гальку археоциатовых известняков и других пород в основании, перекрывает разные пачки известняков и базальтовых диллоулав нижней части комплекса. Мощность ее около 0,5 км, возраст надежно обоснован остатками трилобитов семейства *Paradoxidae*, собранных и определенных Н.В. Покровской.

На западной границе Озерной зоны, в районе перевала Шара-Хутуль, находится толща того же возраста и структурного положения, но большей мощности (до 1 км) за счет крупной (0,4—0,5 км) пачки кремнисто-карбонатных алевролитов, содержащих обильные остатки трилобитов того же семейства. Единичные находки их были ранее сделаны польскими геологами при геологических съемках, потом повторены О.И. Архиповой [Дергунов и др., 1980а]. Вполне возможно, что на южной окраине Озерной зоны, на хребте Дарби, толща полимктовых песчаников, гравелитов и алевролитов с базальными конгломератами, перекрывающая кремнисто-терригенные и туфогенно-вулканогенные образования нижних частей венд-нижнекембрийского комплекса, является также среднекембрийской [Хераскова и др., 1985]. Итак, в Озерной зоне отложения верхней части этого комплекса, по всей вероятности, заполняют разрозненные прогибы и лежат на более древних толщах с размывом и угловым несогласием.

В пределах Алтае-Саянской области среднекембрийские отложения связаны с подстилающими более тесно и продолжают их разрезы, но встречаются они только в некоторых районах. Нередко разрезы венд-среднекембрийского комплекса завершаются на нижнекембрийском уровне. В Центральной Туве среднекембрийские отложения известны на правом берегу Енисея, восточнее поселка Шагонар, а в Восточной — на междуречье Систыг-Хема и Чашпы. В первом районе они завершают разрез, начинающийся мощной олистостромой, вверх постепенно сменяющейся все более мелкообломочными породами вплоть до ритмично-слоистых, иногда известковистых песчаников и алевролитов с остатками "амгинских" трилобитов начала среднего кембрия [Берзин, 1979]. На междуречье Систыг-Хема и Чашпы среднекембрийский возраст имеет толща конгломератов и туфоконгломератов с отдельными пластами туфов и известняков, содержащих остатки трилобитов того же амгинского яруса. Эти грубообломочные отложения лежат на вулканогенно-терригенной толще нижнего кембрия [Чуско, Сарбаа, 1970].

На севере Алтае-Саянской области среднекембрийские отложения известны главным образом как завершающие мощные разрезы карбонатных толщ Батеневского кряжа [Моссаковский, 1963; Бондарева, 1978б; и др.]. Возможно, к ним относятся верхние толщи венд-нижнекембрийского комплекса и в других районах Восточного Саяна, где они выделяются с некоторой условностью, так как редко содержат органические остатки.

На Горном Алтае терригенно-туфогенные и вулканогенные отложения с остатками фауны амгинского яруса тоже обычно тяготеют к верхним толщам нижнего кембрия, хотя считается, что они разделены перерывом и несогласием. На западной окраине Катунского горста, в бассейне р. Семы, левого притока р. Катунь, эти толщи были известны под названием каимской свиты [Винкман, 1959], состоящей из нижней, в основном порфиритовой, части с туфами и кремнисто-глинистыми сланцами и маломощными линзами известняков, и верхней, кремнисто-терригенной части, сложенной глинистыми и кремнистыми сланцами, полимктовыми и граувакковыми песчаниками также с единичными пластами известняков. Возраст обосновывается остатками трилобитов,

определенных Е.В. Романенко из нижней части свиты и характерных для нижней половины среднего кембрия [Винкман, Гинцингер, 1962].

Толщи пород верхней половины среднего кембрия (майский ярус), завершающие венд-среднекембрийский комплекс, встречаются еще реже. На Горном Алтае они известны под названием еландинской свиты только в двух районах: на правобережье р. Катунь, в верховьях ее притоков — рек Нижняя и Верхняя Еланда и верховьях р. Иша. Первый участок расположен на южном погребении Катунского горста. Здесь отложения майского яруса с размывом и несогласием перекрывают каимскую свиту среднего кембрия. Они начинаются с пестрых базальных конгломератов, которые выше сменяются гравелитами, чередующимися с оолитовыми и кремнисто-глинистыми известняками, на них лежат алевроито-глинистые сланцы, полимиктовые песчаники с небольшими пачками глинистых известняков, содержащих остатки трилобитов майского яруса. Общая мощность этих отложений 560 м [Белоусов, Сенников, 1960]. В верховьях р. Иша и северо-западного борта Уйменско-Лебедского прогиба толща похожего состава несогласно перекрывает нижнекембрийские отложения. Аргиллиты и мергели верхней части этой толщи содержат остатки трилобитов, брахиопод и гастропод майского яруса [Винкман, Гинцингер, 1962].

Более широкое распространение среднекембрийские отложения получили на северной окраине Алтае-Саянской области и в "Кембросаяне". На крайнем северо-западе Кузнецкого Алатау, в бассейне р. Золотой Китай, они с перерывом лежат на нижнекембрийских отложениях и представлены, кроме грубообломочных пород и глинистых известняков с трилобитами майского яруса, диабазовыми порфиритами и их туфами. Мощность их более 1 км. Восточнее в разных частях восточного склона Кузнецкого Алатау и примыкающей северной части Батеневского кряжа выделяется среднекембрийская толща диабазовых и андезитовых вулканитов, несогласно перекрывающая нижне-среднекембрийские отложения и достигающие иногда мощности 2—3 км. Особенно широко она распространена в Кизир-Казырской зоне Восточного Саяна, где имеет название кизирской свиты [Моссаковский, 1963].

На территории каледонид Монгольского и западной части Горного Алтая, а также Западного Саяна среднекембрийская часть комплекса, по всей вероятности, распространена повсеместно, но, как отмечалось, не отделяется от подстилающих и покрывающих отложений. Во многих местах здесь установлены непрерывные разрезы нижне-среднекембрийских терригенно-туфогенных и вышележащих терригенных среднекембрийско-нижеордовикских песчано-сланцевых толщ, средняя часть которых несомненно занимает среднекембрийский интервал.

Таким образом, на территории каледонид Центральной Азии венд-среднекембрийский стратиграфический комплекс почти всюду сохраняет трехчленное строение, в котором нижняя часть преимущественно вулканогенная, средняя — кремнисто-туфогенно-терригенно-карбонатная, а верхняя — карбонатно-терригенная или вулканогенная. Существенное отличие проявляется в некоторых районах северной половины Алтае-Саянской области (Катунское, Шорское и Батеневское поднятия), где преимущественно и нередко исключительно распространены карбонатные отложения. Хотя здесь и не видно оснований разрезов, но почти полное отсутствие вулканитов в их нижней части допускает возможность более древнего положения их нижней границы [Моссаковский, 1963]. Кроме того, они сходны с одновозрастными толщами древнего восточного обрамления каледонид. В других районах (Западная Монголия, Западный Саян, Восточный Саян) одновозрастные, но разные по составу и строению толщи находятся в очень сложных соотношениях, обусловленных покровно-чешуйчатой структурой [Добрецов, Пономарева, 1977а,б; Ляшенко, 1979; Дергу-

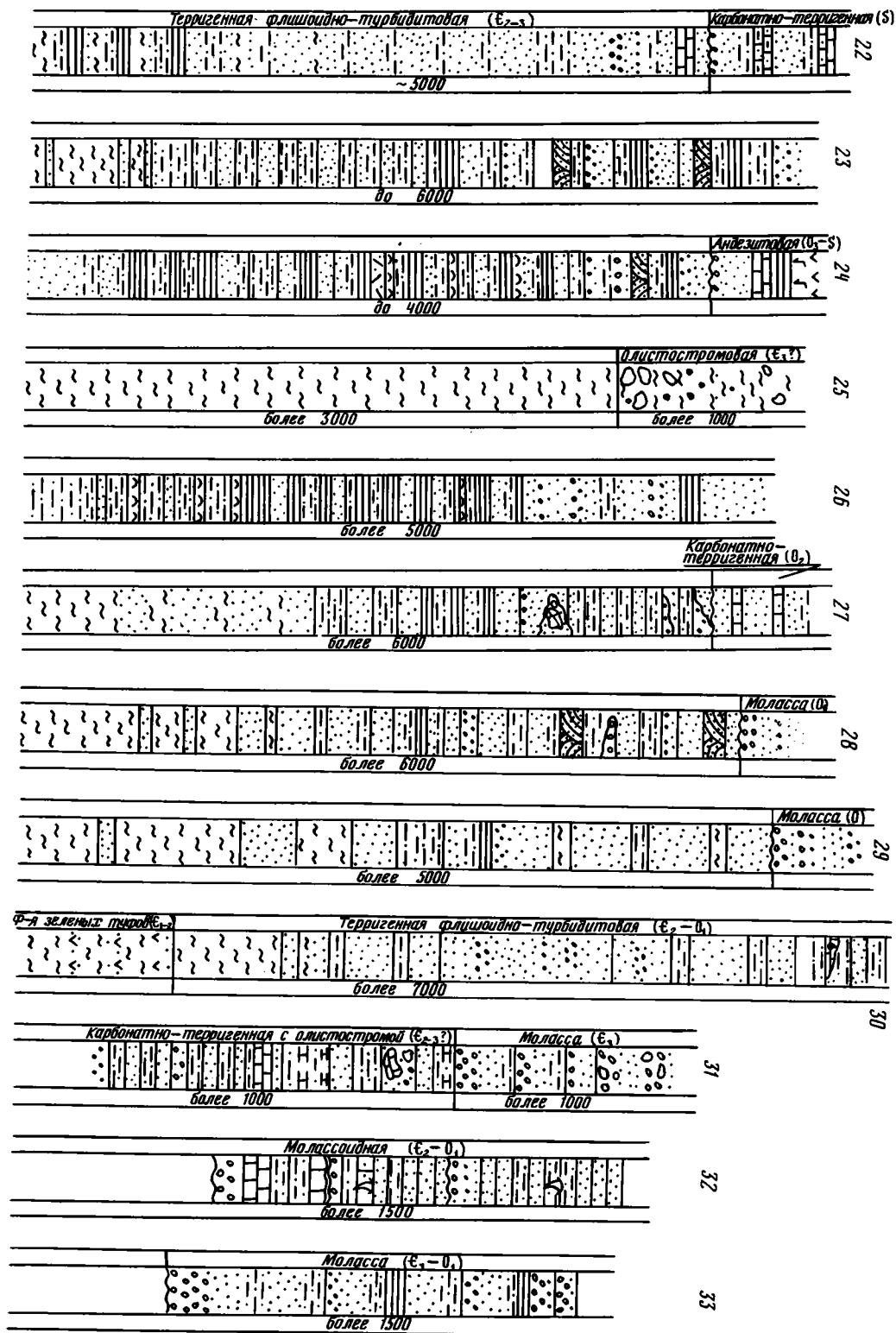
нов, Лувсанданзан, 1984; Добрецов, 1985]. Нередко также мощные "языки" кремнистых карбонатных пород опускаются с синклинального обрамления в краевую часть каледонского бассейна, где мы видим их среди спилито-кератофировых и андезито-базальтовых вулканогенных толщ [Дергунов и др., 1983; Хераскова, 1986]. Эти особенности со всей очевидностью отражают сложность структурных соотношений каледонского бассейна с его восточным обрамлением.

Среднекембрийско-нижеордовикский (тремадок) комплекс. Отложения этого комплекса очень резко отличаются от подстилающих венд-нижекембрийских по составу, строению и структурному положению. Кроме того, по этим же характеристикам сами среднекембрийско-нижеордовикские отложения настолько не похожи в разных районах, что их объединение в комплекс возможно только по одинаковому времени накопления (см. табл. 1—3; рис. 20).

Выше отмечалось, что наиболее верхняя часть подстилающего венд-нижекембрийского комплекса на территории ранних каледонид (салаирид) часто представлена средне- и грубообломочными терригенно-карбонатными и реже вулканогенными отложениями. Они заполняют небольшие разрозненные прогибы, со структурным несогласием перекрывающие более древние образования, чем и обосновывается выделение самих салаирид. Естественно, что в пределах салаирид и следующие по возрасту отложения среднекембрийско-нижеордовикского комплекса также имеют небольшие мощности и сходные литологические и структурные особенности, причем встречаются они в салаиридах еще реже, заполняя мелкие единичные прогибы. На Горном Алтае к ним относятся красноцветные алевролиты, сланцы, оолитовые известняки с трилобитами, аркозовые песчаники и конгломераты кульбичской свиты верхнего кембрия [Ившин, 1960], а также похожие на них по составу и облику породы чойской свиты с тремадокскими трилобитами; распространены вдоль границ Уйменско-Лебедского прогиба и Катунского горста [Сенников, 1977]. Сравнимые с ними по составу и положению отложения известны в некоторых соседних районах Горного Алтая [Винкман, 1959; Дергунов, 1967] и Горной Шории [Моссаковский, 1963].

На территории средних и поздних каледонид отложения среднекембрийско-нижеордовикского комплекса развиты повсеместно, являясь основой этих сооружений. Мощные, однообразные, исключительно терригенные, песчано-сланцевые толщи слагают почти целиком хребты Монгольского и Горного Алтая, Западного Саяна и, по данным последних лет, вероятно, продолжают в юго-восточную часть Восточного Саяна [Беличенко и др., 1980; Бутов, 1985; и др.]. Почти всюду они сложены мелкозернистыми плагиоклаз-кварцевыми песчаниками и алевролитами, нередко превращенными, особенно в нижних толщах, в зеленые или "зелено-фиолетовые" сланцы [Тихонов, 1956; Владимирский, Черноморский, 1961; Волков, 1966; и др.]. Только верхние горизонты комплекса становятся более разнообразными, в них появляются полимиктовые и грубообломочные породы. Необходимо подчеркнуть практически полное отсутствие вулканогенных и карбонатных пород в этой мощной терригенной толще (см. рис. 20).

Итак, главными определяющими характеристиками среднекембрийско-нижеордовикского комплекса служат монотонность его облика и однообразие состава и строения. Они сохраняются на огромной территории распространения пород комплекса — от Восточного Саяна до Рудного Алтая и от северных подножий Горного Алтая до южных склонов Монгольского Алтая. Мало отличаются эти терригенные отложения, слагающие Монгольско-Алтайский и Холзунско-Чуйский антиклинории, Ануйско-Чуйский, Западно-Саянский и, вероятно, Окинский синклинории Восточного Саяна. Только детальные стратиграфические и литологические исследования позволяют расчленить этот комплекс



по вертикали и установить некоторые фацialsные отличия по латерали [Зоненшайн, 1963; Волков, 1966; Дергунов и др., 1980а; Вознесенская, 1980; Вознесенская, Дергунов, 1982].

По разрезу среднекембрийско-нижеордовикский комплекс обычно делится на три толщи: в нижней преобладают серицит-хлоритовые, вероятно первично глинистые сланцы; в средней — ритмично-слоистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, а верхняя состоит из относительно крупных, мощностью до 100—150 м, пластов песчаников, алевролитов, реже — гравелитов и конгломератов. Обе нижние толщи являются олигомиктовыми плагноклаз-кварцевыми, а верхняя становится полимиктовой и нередко содержит примесь туфогенного материала. На Монгольском и Горном Алтае эти толщи известны как нижняя, средняя и верхняя подсвиты горноалтайской свиты [Волков, 1966; Дергунов и др., 1980а] или башкаусская, арташская и кумурлинская свиты [Дергунов, 1967], в западном Саяне им близки сютхольская, ишкинская и аласугская свиты [Зоненшайн, 1963] соответственно. Суммарная мощность данного терригенного комплекса достигает 5—6 км и примерно поровну делится между свитами, например в долине р. Бешкаус на востоке Горного Алтая [Дергунов, 1967].

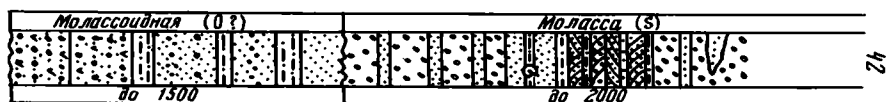
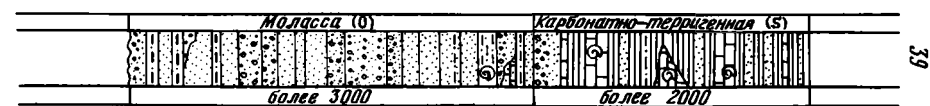
Возраст комплекса определяется главным образом по косвенным признакам, так как надежной фауны в нем не найдено. Опорным критерием служит установленное во многих местах залегание пород комплекса выше венд-нижекембрийских отложений и перекрывание его породами с остатками аренигских брахиопод. Терригенные отложения описываемого комплекса постепенно сменяют терригенно-туфогенные среднекембрийские и указывают на прекращение вулканической деятельности в огромном бассейне их накопления. Органические остатки позднего кембрия и тремадока обнаружены только в краевых частях площади их распространения, где мелкозернистые отложения сменяются более грубообломочными мелководными осадками [Ившин, 1960; Чучко и др., 1969].

Только в последние годы на Монгольском Алтае удалось обнаружить следы жизнедеятельности палеозойских червей *Protovirgularia dichotoma* M'Coу (O—C), *Taphrelminthopsis* (C₁—P₂), *Nereites* sp. (O—P₂), *Crossopodia* sp. (O₁—C) и других в верхних слоях разреза на левобережье р. Харганту-Гол (сборы Т.А. Вознесенской и автора, определения М.А. Федонкина). Небольшая точность определения возраста по этим данным очевидна, но в то же время принадлежность к палеозою несомненна. Кроме того, в северной части Центральной Тувы, в бассейне р. Сыстыг-Хем, среднекембрийские отложения сменяются вверх верхнекембрийскими, но более грубообломочными, причем те и другие надежно охарактеризованы остатками средне- и верхнекембрийских трилобитов соответственно [Чучко и др., 1969]. Существенное значение для определения возраста терригенных толщ рассматриваемого комплекса имеет состав и структурно-стратиграфическое положение верхнекембрийско-нижеордовикской баджей-

Рис. 20. Разрезы стратиграфических комплексов и формаций средне-позднекембрийского возраста (22—33)

22 — Монгольско-Алтайская зона, юго-западная окраина [Казьмин, Кулаков, 1966]; 23 — та же зона, центральная часть, р. Харганту-Гол; 24 — Кобдинская зона, р. Кобдо; 25 — Холзунско-Чуйская зона, верховья р. Катунь [Перфильев, 1960; Родыгин, 1979; Дергунов, Херасков, 1985]; 26 — Талицкая зона, р. Чарыш [Тихонов, 1956; Волков, 1966]; 27 — Ануйско-Чуйская зона, р. Сумульты [Белоусов, Сенников, 1960]; 28 — Чулышманская зона, р. Башкаус; 29 — Западно-Саянская зона, верховья р. Алаш (по Т. Гостевой); 30 — та же зона, р. Манчурек [Херасков, 1979]; 31 — Хамсаринская зона [Чучко и др., 1969; Берзин, 1979]; 32 — Катунская зона, р. Иша [Сенников, 1977]; 33 — Восточно-Саянский массив, р. Мана [Геологическое..., 1978]

Условные обозначения см. на рис. 19



ской свиты, которая состоит из ритмично-слоистых песчаников, алевролитов и со структурным несогласием перекрывает нижне-среднекембрийские карбонаты южного борта Манского прогиба Восточного Саяна [Геологическое..., 1978]. Во многих районах наблюдались постепенные переходы по простираанию, от песчано-сланцевых отложений, едва затронутых хлоритизацией и (или) серицитизацией, к метаморфическим породам зеленосланцевой, глаукофан-зелено-сланцевой и даже амфиболитовой фаций [Дергунов, 1967; Херасков, 1970а, 1979; Дергунов, Херасков, 1985].

Ордовикско-силурийский комплекс. Отложения этого комплекса распространены так же широко, как и предыдущего, но они более разнообразны по составу, в котором преобладает материал местных источников сноса, накапливавшийся в конседиментационных прогибах. Кроме того, заметное место в них принадлежит вулканитам. Обычно разрезы начинаются с аренигского яруса нижнего ордовика, но недавно на северо-западе Алтая в них были обнаружены остатки тремадокских организмов [Ермиков и др., 1978] (рис. 21).

В крупных позднекаледонских синклинариях Алтае-Саянской области ордовикско-силурийский комплекс представлен карбонатно-терригенными отложениями, которые с разрывом в Ануйско-Чуйском [Тихонов, 1956] и постепенно в Западно-Саянском [Зоненшайн, 1963] сменяют подстилающие толщи среднекембрийско-нижнеордовикского комплекса. Близкие по составу и возрасту толщи пород распространяются в соседние Уйменско-Лебедской [Сенников, 1977] и Хемчикско-Систигхемский [Белостоцкий и др., 1959] прогибы, где они ложатся после длительного перерыва непосредственно на нижний, венд-среднекембрийский комплекс. Наиболее характерны для рассматриваемого комплекса чередующиеся толщи полимиктовых, часто известковистых песчаников, алевролитов, песчанистых слоистых и чистых массивных известняков. Именно в такой последовательности растет значение этих пород снизу вверх в типовых разрезах крупнейших прогибов, Ануйско-Чуйского и Западно-Саянского, но в Уйменско-Лебедском и Хемчикско-Систигхемском прогибах преобладают, особенно в нижних толщах, терригенные, нередко крупнообломочные породы [Сенников, 1977].

Наиболее полные разрезы ордовикских и силурийских отложений в Западной Монголии известны на юге Кобдинской зоны, в районе сомона Тонхил, по данным Б. Лувсанданзана, В.И. Тихонова, В.А. Федоровского и др. [Лувсанданзан, 1970]. Детальные описания полных разрезов, надежно обоснованных многочисленными сборами и определениями фауны, проведены здесь Н.Г. Марковой, Т.Т. Шарковой, Д.Г. Цасем и др. [Маркова, 1975]. Нижней здесь является толща полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями алевролитов. Выше известковистые алевролиты содержат остатки аренигских, а еще выше — среднеордовикских граптолитов. Мощность этой нижне-среднеордовикской толщи около 1000 м. Она с разрывом перекрывается более грубообломочной, кремнисто-кварцевой толщей верхов среднего ордовика. Эти толщи тяготеют к южной окраине каледонид Западной Монголии и в какой-то мере отражают влияние соседней герцинской области.

Рис. 21. Разрезы стратиграфических комплексов и формаций ордовикско-силурийского возраста (34—42)

34 — Чарышская зона, р. Чарыш [Тихонов, 1956]; 35 — Ануйско-Чуйская зона, низовья р. Чуи (по А. Ф. Белоусову, Ю. Б. Алешко и др.); 36 — Уйменско-Лебедской прогиб, р. Лебедь [Сенников, 1977]; 37 — Чулышманская зона, верховья р. Большой Абакан; 38 — Западно-Саянская зона, р. Она [Антонов, 1963; Зоненшайн, 1963]; 39 — Тувинская зона, реки Чиргагы, Чадан (по В. А. Благоднаву и Кулькову); 40 — Кобдинская зона, южная часть, р. Бодхон; 41 — Монгольско-Алтайская зона, средняя часть р. Сагсай; 42 — та же зона, северная часть р. Цаганнурийн-Гол

Условные обозначения см. на рис. 19

На остальной, большей части, территории Кобдинской зоны выделяется верхнеордовикско-силурийская часть комплекса. Она представлена вулканогенно-терригенными, нередко кремнистыми породами и рифогенными известняками [Дергунов, Лувсанданзан, 1972]. Здесь, западнее города Кобдо и в районе перевала Бодхон-Хутуль (хребет Монгольский Алтай), толща этих пород лежит с размывом и несогласием на среднекембрийско-нижнеордовикских отложениях, причем разрез начинается, вероятно, с верхних горизонтов среднего ордовика, судя по остаткам собранных нами и определенных О.Б. Бондаренко табулят.

Довольно полные разрезы вскрыты в восточном и северном бортах котловины оз. Цэцэг, где снизу вверх располагаются: туфопесчаники, туфы и алевролиты с пластами кремнистых алевролитов и известняков с остатками ругоз и гелиолитид верхнего ордовика (200 м); гравийные песчаники с прослоями алевролитов, образующих выше мощную пачку "граптолитовых сланцев" с остатками граптолитов лlandoверийского яруса нижнего силура (450 м). Выше лежит пачка туфогенных песчаников и алевролитов с линзами мраморизованных известняков с остатками криноидей (200 м), затем пироксеновые порфириты с прослоями песчаников и алевролитов (200 м). Завершают разрез андезитовые и андезито-базальтовые порфириты и туфобрекчии (500 м). В известняках собраны остатки криноидей, табулят и определенных Х.С. Розман позднесилурийских (лудлов) брахиопод.

Верхнеордовикско-силурийская часть комплекса прослеживается далеко на север, постепенно становясь более известковистой и грубообломочной. Крупные тела мраморизованных известняков встречены в котловине оз. Ачит-Нур, а северо-восточнее, в левом борту долины р. Улясутай-Гол, преобладают известковистые песчаники, встречаются гравелиты и конгломераты. И, наконец, на северной окраине Цаган-Шибетинской зоны, в котловине оз. Урэг-Нур, ордовикская и силурийская толщи становятся молассоидными и разделены перерывом [Дергунов, Лувсанданзан, 1970, 1971].

В соседней западной Монгольско-Алтайской и восточной Озерной зонах описываемый комплекс также распадается на две структурно и пространственно разобщенных толщи — ордовикскую (?) и силурийскую [Дергунов и др., 1980а]. К ордовика (?) в Озерной зоне, вероятно, следует относить вулканогенную толщу андезит-дацитового состава. Севернее оз. Хара-Уснур она достигает 900 м мощности и с размывом перекрывается нижнесилурийской толщей, содержащей остатки брахиопод и кораллов. Весьма вероятно, что ордовикские (?) андезит-дацитовые вулканиты достаточно широко распространены и в других районах каледонид Западной Монголии, но благодаря сходному облику пока еще не отделены от девонских и более молодых вулканитов.

Силурийские отложения в Озерной зоне и на ее северном горном обрамлении в хребте Хан-Хухэй выполняют отдельные наложенные прогибы и состоят главным образом из грубообломочных пород полимиктового состава: песчаников, гравелитов и конгломератов. В верхах некоторых, вероятно более полных разрезов, встречаются пачки туфогенных песчаников, а иногда вулканитов кислого состава.

В Монгольско-Алтайской зоне к ордовикско-силурийскому комплексу условно отнесены мощные толщи туфогенно-терригенных пород на левобережье р. Кобдо, ниже города Баян-Улэгэй. Здесь в низах разрезов преобладают туфогенные песчаники и алевролиты (1000 м), в средней части известковистые и кремнистые алевролиты ритмично чередуются с туфогенными песчаниками, кроме того, среди них встречаются пласты и линзы мраморизованных известняков с остатками криноидей, в верхах — серые, преимущественно кварцевые песчаники с пластами алевролитов и мелкогалечных конгломератов (300 м). Завершается разрез мощной пачкой туфогенных песчаников, алевролитов, туфов среднего

состава с единичными покровами липаритовых порфиритов. Суммарная мощность более 3000 м.

На севере, в ущелье р. Цаган-Нурийн-Гол, вскрыта толща сходного состава и строения. Она несогласно перекрывает венд-среднекембрийский и среднекембрийско-нижнеордовикский комплексы, породами которых сложены валуны и гальки ее базальных конгломератов, среди них иногда встречаются также серпентиниты и габброиды (250 м). В средней части здесь преобладают хлоритизированные и эпидотизированные полимиктовые песчаники (600 м), а в верхней к ним добавляются алевриты, филлиты и изредка гравелиты (до 500 м). Общая мощность толщи до 1500 м.

Силурийская часть ордовикско-силурийского комплекса также широко распространена в Монгольско-Алтайской зоне, но в отличие от Кобдинской она структурно и стратиграфически не связана с ордовикской, хотя нередко их выход соседствуют. Для силурийской весьма характерны закономерные изменения состава при прослеживании с юга на север, причем на всем протяжении хребта Монгольский Алтай она с угловым несогласием и разрывом налегает на более древние отложения. В опорном разрезе на р. Уэнч-Гол преобладают пласты мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевритов, нередко известковистых, с остатками брахиопод, трилобитов и криноидей раннего силура (определения Х.С. Розман, Г.Т. Ушатинской, О.И. Архиповой). Выше среди близких по составу терригенных пород встречаются пачки порфиритов и туфов андезитового состава и единичные линзы криноидных и коралловых известняков. Общая мощность разреза достигает 1,5 км [Дергунов, Лувсанданзан, 1972; Дергунов и др., 1980а].

Отдельные части этой силурийской толщи вскрываются и в других, более северных районах хребта Монгольский Алтай. Крупные выходы установлены в окрестностях сомона Сагсай, где хорошо видно наложение силурийских базальных конгломератов на более древние, среднекембрийско-нижнеордовикские отложения, а мощность непрерывного разреза превышает 1000 м. В составе этих толщ становится больше терригенных пород, среди зерен которых явно увеличивается количество кварца, а в цементе — известковистого материала. Возраст, как и в других местах, надежно обосновывается определениями остатков фауны. В следующем к северу районе сомона Улан-Хус заметное место в разрезе принадлежит пачкам основных порфиритов и их туфов, а также полимиктовых и кварцитовидных песчаников, гравелитов и конгломератов. И, наконец, крайние северные разрезы силурийской толщи хребта Монгольский Алтай вскрываются ущельем р. Цаган-Нурийн-Гол, где они с базальными конгломератами перекрывают грубообломочную толщу ордовика (?), а сами более чем наполовину сложены кварцитовидными песчаниками, гравелитами и конгломератами, в которых и обломки, и цемент в основном представлены кварцевым материалом. Эти грубообломочные породы образуют крупные (до 1—2 м) ритмы, завершающиеся нередко косослоистыми песчаниками. Весьма неожиданно между крупными пластами таких грубообломочных пород встречаются тонкие примазки известковистых алевритов с остатками силурийских брахиопод, надежно определяющих нижнесилурийский (венлок) возраст толщи (определение Х.С. Розман). Таким образом, в силурийской толще Монгольского Алтая отчетливо видны фациальные изменения в сторону возрастания значения грубозернистых и мономиктовых кварцевых пород при прослеживании с юга на север, т.е. при удалении от герцинид в глубь каледонид [Дергунов, Лувсанданзан, 1972; Дергунов и др., 1980а].

Еще большее своеобразие приобретают отложения ордовикско-силурийского комплекса в зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном, примыкающей с севера к структурам Монгольского Алтая. Здесь молассоиды ордовика (еринатская свита) выполняют две крупные наложенные мульды, Еринат-

скую и Улаганскую, в которых они с угловым несогласием перекрывают венд-среднекембрийские отложения и содержат остатки нижнеордовикских ангарелл, по определениям М.А. Ржонсницкой и др. [Дергунов, 1967]. Наиболее полный разрез вскрыт долиной р. Еринат, левого верхнего притока р. Большой Абакан. В базальных конгломератах преобладает кварцевая и кремнистая галька, реже встречаются вулканиды среднего состава, а также серпентиниты. Размер галек от первых до 15—20 см, редких валунов — от 0,3 до 0,5 м, степень окатанности и сортировки хорошая. Цементом служат полимиктовые песчаники, которые иногда образуют прослои мощностью до 1 м. Выше идет чередование пластов таких песчаников и лиловых алевритов, попадаются редкие прослои глинистых сланцев, единичные линзы известняков и конгломератов. Весьма характерны текстурные признаки мелководья: грубая и неправильная косая слоистость, знаки волновой ряби и трещины усыхания. Мощность нижней подсвита более 1 км. Средняя подсвита начинается с красноватых конгломератов с галькой серых и лиловых песчаников, реже кварца и кремнистых пород. Выше идут мощные пласты кварцевых и полимиктовых песчаников с "плавающей" галькой кварца и алевролитов с прослоями гравелитов, иногда оолитовых известняков. Характерны те же признаки мелководья. Мощность средней подсвита до 2 км. Верхняя подсвита — вулканогенно-осадочная: андезитовые и дацитовые порфиры, фельзиты и реже диабазы с прослоями туфов и туффигов, туфогенных алевролитов и песчаников. В верхах попадают линзообразные тела известняков с неопределимыми остатками фавозитид (сборы Л.Г. Майминой). Завершает разрез мощная толща полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность верхней подсвита достигает 1,5 км, а всей еринатской свиты — 4,5 км [Дергунов, 1967].

Выполняющие более южную Улаганскую мульду сходные по составу и строению молассоиды были описаны нами в верховьях р. Большой Улаган и отнесены к ордовика [Дергунов, 1967], что недавно подтвердилось находками остатков ангарелл [Науменко, Гутак, 1982]. По всей вероятности, здесь вскрыта главным образом средняя подсвита с характерными для нее песчаниками с "плавающей" кварцевой галькой.

Силурийские отложения примыкают к ордовикской Еринатской мульде с северо-востока и отделены от нее Шапшальским разломом. Известняки с силурийской фауной обнаружены здесь В.П. Нехорошевым еще в 1926 г. (В.П. Нехорошев, 1932 г.), позднее они были включены в ярышкольскую свиту сложного состава [Дергунов, 1962]. На южном отроге горы Ярышкол нижняя часть свиты ложится с разрывом непосредственно на среднекембрийско-нижнеордовикский комплекс. Она образована крупными пачками конгломератов и туфоконгломератов, линзообразными и пластовыми телами кварцевых плагиопорфиров, андезитовых порфиров, их туфов, а также рифогенных известняков с остатками нижнесилурийских кораллов (определения Б.Ф. Барской, Н.Б. Келлер, З.В. Мусиенко). Интересны фациальные переходы между обломочными известняками и псаммитовыми туфами эффузивов, свидетельствующие об одновременном их накоплении на склонах подводных вулканических гор. Мощность известняково-вулканической толщи 0,4—0,8 км. Вверх по разрезу в ней быстро увеличивается доля преимущественно кварцевых песчаников и алевролитов, в которых зерна иного состава редко превышают 10—15%. Пласты этих песчаников и алевролитов достигают первых десятков метров, а сложенная ими верхняя терригенная подсвита — 800 м мощности [Дергунов, 1962, 1965; и др.]. Не характерные в целом для силура Алтае-Саянской области вулканогенные породы, по данным Т.С. Гостевой и В.А. Благодрава, встречаются в соседних районах Западной Тувы, где они находятся в такой же тектонической позиции, тяготея к юго-восточному продолжению Шапшальского разлома [Благодрав, 1964].

Итак, ордовикско-силурийский интервал времени характеризуется, пожалуй,

наиболее непохожими друг на друга комплексами отложений, которые можно считать единым стратиграфическим комплексом только по немногим, но важным чертам сходства: возрасту, структурно-стратиграфическим соотношениям с более древними и молодыми отложениями и во многих случаях закономерным фациальным изменениям, указывающим на конседиментационное опускание заполнявшихся бассейнов.

Девонский комплекс. Девонские отложения изучены значительно лучше более древних и, что важно для настоящей работы, для них выполнены не только стратиграфические, но и тектонические интерпретации и обобщения. Тектоническую природу девонских отложений Минусинских впадин и их горного обрамления исследовали И.В. Лучицкий [1960] и А.А. Моссаковский [1963], Алтай — И.И. Белостоцкий [1960] и В.П. Нехорошев [1966], Западного Саяна — Л.П. Зоненшайн [1963], Монгольского Алтая — А.Б. Дергунов и Б. Лувсанданзан [1971]. Для всей территории Центральной Азии результаты изучения девонских отложений получили законченное тектоническое обобщение в монографии, посвященной орогенному этапу, А.А. Моссаковского [1975]. Поэтому в данном разделе целесообразно остановиться только на главных особенностях состава и строения девонского комплекса, отличающих его от более древних, и подчеркнуть важнейшие закономерности их изменений. Особое место в девонском комплексе занимают мощные и относительно однообразные песчано-алевролитовые толщи, выполняющие не орогенные впадины, а линейные прогибы — моногеосинклинали.

Завершающий разрезы каледонид девонский стратиграфический комплекс распространен очень широко, но неравномерно, заполняя обширные прогибы на северо-востоке Алтае-Саянской области, и мелкие мулдьы, рассеянные на остальной ее части и в Западной Монголии. От более древних комплексов, особенно предыдущего, ордовикско-силурийского, девонский отличается прежде всего определенным набором разнообразных по составу и облику пород, принадлежащих одному орогенному классу формаций — молассам и орогенным вулканитам, которые несогласно перекрывают более древние отложения.

Вторым важным отличием девонского комплекса является закономерное изменение состава входящих в него вулканитов по латерали, причем масштаб изменения настолько велик, что позволяет разделить по этому признаку всю огромную территорию каледонид Центральной Азии только на два ареала: щелочно-земельный юго-западный и субщелочной северо-восточный [Моссаковский, 1975]. В первый, щелочноземельный, ареал попадают сооружения Западной Монголии и Тувы, Горного Алтая и Западного Саяна, в которых среди девонских вулканитов преобладают андезитовые, реже базальтовые порфиры, дацитовые и липаритовые порфиры и их туфогенные производные [Дергунов, Лувсанданзан, 1970; Маркова, Павленко, 1972; Лапин, 1962; и др.].

В северо-восточном субщелочном ареале выделяется две части. В северную входят Минусинская и Рыбинская впадины, в которых среди вулканитов основное место принадлежит базальтовым порфиритам, оливиновым базальтам, трахибазальтам и андезитовым порфиритам, реже встречаются плагиопорфиры и щелочные породы [Моссаковский, 1963]. Южная часть субщелочного ареала объединяет юго-восточные районы Восточного Саяна, Восточную Туву и северо-восток Западной Монголии. В ней нередко главное место занимают трахилипариты и игнимбриты, но базальт-андезитовые разности также встречаются достаточно часто.

В большинстве районов именно вулканогенные породы начинают разрезы девонского комплекса или в его основании находятся базальные пачки грубообломочных пород небольшой (до 100—200 м) мощности. Но есть места, где под вулканогенными толщами обнаруживаются довольно мощные (500 м и более), преимущественно грубообломочные, терригенные отложения.

В Западной Монголии такие толщи установлены в нескольких районах, причем иногда они относятся к самому началу девона. Так, в Цаган-Шибетинской зоне, в районе оз. Хух-Нур, известна мощная толща туфогенно-терригенных пород, грубообломочных в основании, а выше становящихся песчаниками, алевролитами, песчанистыми известняками и известковистыми алевролитами, в целом достигающими мощности 1 км. Известковистые разности содержат остатки брахиопод и трилобитов самого начала раннего девона [Rutkovski, Boruski, 1965; Алексеева, Мендбаяр, 1975]. На Монгольском Алтае, севернее города Баян Улэгэй, также к нижнему девону относится мощная, до 600 м, толща грубообломочных пород — конгломератов, гравелитов, песчаников, которая подстилает ниже-среднедевонские вулканиты [Дергунов, Лувсанданзан, 1972].

На юго-востоке Горного Алтая в северной части Делюно-Юстыдского прогиба мощная (до 2 км) толща грубообломочных красноцветных пород (уландрыкская свита) лежит с разрывом на нижнепалеозойских отложениях. Для ее пород характерен преимущественно кварцевый состав обломков, известковистый материал в виде цемента и конкреций, трещины усыхания и отсутствие органических остатков. Эта грубообломочная толща с разрывом и несогласием перекрывается преимущественно вулканогенной ниже-среднедевонской аксайской свитой [Белостоцкий, 1960; Дергунов, 1967].

В центральной части Горного Алтая тоже известны мощные (более 1 км) терригенные, в том числе грубообломочные, толщи, залегающие ниже вулканогенных и выделяемые здесь в качестве каракудюрской и сумурлинской свит [Белостоцкий, 1960; Сенников, 1962; и др.] или безымянных толщ ниже-среднедевонского возраста, таких, как на крайнем северо-востоке Горного Алтая [Дергунов, 1967] и в Саралинском грабене Кузнецкого Алатау [Моссаковский, 1963].

Наибольшее значение и распространение среди отложений девонского комплекса имеют, как отмечалось, вулканогенные породы, которые относятся преимущественно к нижнему и среднему отделам девона. Они тесно ассоциируют с терригенными, иногда известковистыми породами, но последние имеют подчиненное значение. В Западной Монголии давно известны вулканогенные породы андезитового и базальтового состава, распространенные в северной и западной частях Озерной зоны и названные там тэлинской свитой нижнего девона [Амантов, 1963; и др.]. В центральной части этой же зоны, севернее оз. Хара-Ус-Нур, разрез ее надстраивается эффузивами и туфами кислого состава. Западнее, в Цаган-Шибетинской зоне, в низовьях р. Ямату-Гол, видно, как вулканогенная толща смешанного состава через базальную пачку грубообломочных пород (100 м) налегает с разрывом на ордовикские отложения.

Она далеко прослеживается на север вдоль хребта Байрим и в районе перевала Оготор-Хамар-Дабан содержит пласты известковистых песчаников, алевролитов и известняков с остатками брахиопод и криноидей раннедевонского возраста (определения Г.Т. Ушатинской и Ю.А. Дубатовой). В Монгольско-Алтайской зоне андезит-липаритовые и базальт-андезит-липаритовые вулканиты обычно располагаются в основании отложений, заполняющих наложенные мульды и содержащих остатки эйфельской фауны. Такие же вулканогенные толщи выходят из-под песчано-алевролитовых ("черносланцевых") отложений Делюно-Юстыдского прогиба, обрамляя его северную часть. Южнее состав этой толщи постепенно становится все более кремнисто-терригенным, причем доля вулканогенных пород кислого и среднего состава то уменьшается, то увеличивается, но преобладают мелкозернистые терригенные осадки с линзами известняков, содержащих остатки криноидей, табулят и ругоз нижнего и среднего девона [Дергунов, Лувсанданзан, 1971; Маркова, 1975; Дергунов и др., 1980а].

В юго-восточной части Горного Алтая широко известна терригенно-вулканогенная толща близкого состава и того же ниже-среднедевонского возраста — аксайская свита, севернее, в Уйменско-Лебедском синклинории — уйкараташская и

северо-западнее, в Ануйско-Чуйском — куратинская [Белостоцкий, 1960; Сенников, 1962; Дергунов, 1967]. В Западной Туве такие же особенности характеризуют кендейскую и саглинскую свиты [Клитин, 1960], весьма похожи отложения такого же возраста и в Западном Саяне [Зоненшайн, 1963; и др.].

Детальные и обобщающие работы посвящены, как отмечалось, девонским отложениям Минусинских впадин, получившим полную характеристику в монографии А.А. Моссаковского. Отметим только, что преимущественно вулканогенные толщи ниже-среднедевонского возраста имеют сплошное распространение в основании Минусинских впадин, причем преобладают среди них эффузивы и туфы основного и среднего состава, в то время как на обрамлениях, в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне, они встречаются в разрозненных мульдах, и существенное место среди них занимают кислые разности [Моссаковский, 1963].

Средне-верхнедевонский уровень комплекса, в основном верхний живет и фран, принадлежит преимущественно терригенным, нередко красноцветным грубообломочным и известковистым отложениям. Они обычно завершают выполнение наложенных прогибов и впадин, начатое вулканитами нижнего—среднего девона. Однако в некоторых из них известны достаточно мощные вулканогенные толщи среднего и верхнего девона. Так, в Западной Монголии, в центральной части Монгольского Алтая, буро-красные и светло-серые конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники, алевролиты и известковистые песчаники с остатками брахиопод верхов живетского и франского ярусов выполняют Баинтуинскую мулду, но разрез ее завершают миндалекаменные лавы основного (200 м), а затем лавы и лавобрекчи кислого состава (300 м). Весьма похожие пестро окрашенные породы встречены в северной части Монгольского Алтая, где они вместе с андезитовыми и липаритовыми вулканитами слагают небольшой грабен в урочище Шара-Гоби и охарактеризованы остатками фауны того же верхнеживетско-франского интервала. В центральной части Озерной зоны, севернее озера Хара-Ус-Нур, отложения сходного состава и возраста несогласно перекрывают нижедевонские вулканиты в пределах Чигертайской мулды [Дергунов и др., 1980а]. На Горном Алтае, в Уйменско-Лебедском прогибе, к живетско-франскому интервалу относятся две свиты: сложенная вулканогенными породами смешанного, среднего и кислого состава (тарболинская) и преимущественно кислого состава (угульская), причем мощность каждой превышает 2 км [Сенников, 1962].

В юго-восточной части Горного Алтая ниже-среднедевонские вулканогенные породы (аксайская свита) с размывом перекрываются пестрыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков, содержащих обильные остатки брахиопод франского яруса. Севернее, в пределах Ануйско-Чуйского синклиория, аналогичные породы содержат остатки брахиопод верхнего живета. В Западной Туве вулканогенную кендейскую свиту с размывом перекрывают преимущественно терригенные толщи с остатками фауны среднего девона (саглинская и таштыпская свиты), мощность которых не превышает 0,6 км.

В Минусинских впадинах средне-верхнедевонская часть рассматриваемого комплекса получила наиболее полное и широкое развитие. Обычно ее начинают с живетского яруса. В общих чертах стратиграфическая схема здесь сводится к выделению нескольких горизонтов, причем к живетскому ярусу относятся (снизу вверх) абаканский, илеморовский и бейский горизонты. К абаканскому принадлежат красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты, на юго-западной окраине — различные эффузивы и их туфы; в центральных частях впадин большее место занимают тонкозернистые разности осадочных пород и известняков. Илеморовский горизонт объединяет однообразные серые и желто-серые мергели и алевролиты, известняки и песчаники встречаются реже. Завершающий, бейский, горизонт представлен серыми органогенными известняками с обильными остатками брахиопод, мшанок, трилобитов и других форм верхнего живета. Мощности этих горизонтов изменяются от 10 м до 2 км, достигая в целом 3 км.

Отложения франского яруса постепенно сменяют подстилающие и начинаются с красно-бурых песчаников и алевролитов, а выше становятся сероцветными и завершаются водорослевыми известняками. Мощность достигает 700—800 м. Разрез средне-верхнедевонской части комплекса заканчивают однородные красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты, иногда содержащие прослои комковатых известняков и остатки панцирных рыб фаменского яруса. Мощность их 300—1000 м. Таким образом, Минусинские впадины выполнены двумя частями девонского комплекса — ниже-среднедевонской вулканогенной, достигающей 3—3,5 км, и средне-верхнедевонской примерно такой же мощности, суммарная мощность достигает 7 км. Девонский комплекс надстраивается "доугленосными" терригенно-карбонатными и в меньшей степени туфогенными отложениями нижнего карбона (турне—нижняя половина визе), а затем угленосными, состоящими из грубо- и тонкообломочных, нередко ритмично чередующихся толщ (средний карбон—пермь). Максимальная мощность последевонских осадков достигает почти 3 км, а полная мощность чехла — 10 км.

Совершенно другие по составу, строению и облику, но также средне-верхнедевонские, песчано-алевролитовые ("черносланцевые") толщи слагают очень крупный линейный прогиб — Делюно-Юстыдскую монгоэосинклиналь (рис. 22) [Дергунов и др., 1971]. Они прослеживаются по простиранию с юга на север почти на 500 км от границы с герцинидами Южной Монголии вдоль хребта Монгольский Алтай, несколько восточнее его водораздела, и заканчиваются в юго-восточной части Горного Алтая на замыкании монгоэосинклинали. На всем протяжении этого Делюно-Юстыдского прогиба слагающие его толщи согласно, часто через переслаивание налегают на терригенно-вулканогенные породы нижнего—среднего девона. Перерывы и несогласия между ними характерны только для северного (юстыдского) замыкания прогиба.

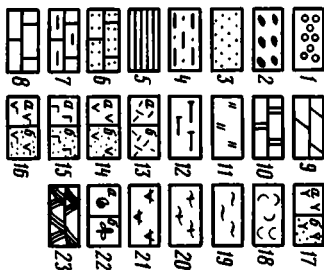
Опорный разрез песчано-алевролитовой толщи для южной части прогиба описан на южном склоне хребта Монгольский Алтай, в верховьях правого верхнего притока р. Уйзчи (р. Их-Нарийн-Гол), где темно-серые и черные полимиктовые, иногда кремнистые песчаники и алевролиты чередуются в виде мощных пластов (100 м). Среди них встречаются грубообломочные туфогенные песчаники, иногда гравелиты и мелкогалечные конгломераты и единичные пласты псаммитовых туфов дацитового (?) состава. Общая мощность толщи достигает 1,5 км. Остатки брахиопод и криноидей (определения Р.Е. Алексеевой и Ю.А. Дубатоловой) характеризуют верхи живетского яруса среднего и верхнего девона. Несколько севернее, в делюнской части прогиба, сохраняется тот же, преимущественно песчано-алевролитовый состав, но более заметна роль кремнистых пород, которые делают здесь переход к подстилающей ниже-среднедевонской части комплекса практически незаметным (район сомона Делюн).

Рис. 22. Схема сопоставления разрезов девонских отложений северной части Западной Монголии

Разрезы: 1 — левобережье верховий р. Ойгурийн-Гол (северный борт Ойгурийнгольской мульды); 2 — правобережье р. Ойгурийн-Гол (южный борт Ойгурийнгольской мульды); 3 — правобережье р. Сагсай, район сомона Баянт (Баянтуинская мульда); 4 — долина р. Цаган-Нурийн-Гол (северная часть Делюно-Юстыдской монгоэосинклинали); 5 — левый борт долины р. Цаган-Нурийн-Гол, урочище Шара-Гоби (северо-восточная часть Алтайской зоны); 6 — восточный борт котловины оз. Ачит-Нур, правобережье р. Ямату-Гол (северо-восточная окраина Кобдинской зоны, Яматугольский прогиб); 7 — левобережье р. Ямату-Гол (северо-восточная окраина Кобдинской зоны)

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — песчаные известняки; 7 — глинистые известняки; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — мраморизованные известняки, мраморы; 11 — кремнистые породы разного состава; 12 — известковистые породы разного состава; 13—17 — лавы (а) и туфы (б) разного состава: 13 — кислого, 14 — среднего, 15 — основного, 16 — андезитобазальтового, 17 — смешанного; 18 — туфогенный материал в осадочных породах; 19 — хлорито-серцитовые сланцы; 20 — биотитовые и другие кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты; 21 — амфиболиты, амфиболовые сланцы; 22 — остатки фауны (а) флоры (б); 23 — косослоистые породы

Д е в о н			
Н и ж н и й		С р е д н и й	
Ж е д и н с к и й	Э й ф е л ь с к и й	Ж и в е т с к и й	В е р х н и й
З и г е н с к и й	Э ж с к и й		Ф р а н с к и й



Самая северная в пределах Монголии цаганурская и примыкающая к ней со стороны Горного Алтая юстыдская части прогиба наиболее полно представляют его стратотипические черты. Здесь, в цаганурской части, установлен постепенный переход к подстилающим отложениям, а также небольшие складки, в строении которых участвуют пласты этой переходной пачки. Разрез здесь начинают лиловато-серые алевролиты и гравелиты с известковистыми прослоями (50 м), затем идут розовато-серые песчаники и туфопесчаники с прослоями известковистых и кремнистых алевролитов и гравелитов (180 м), серые известково-кремнистые песчаники с прослоями алевролитов ("черных сланцев") (500 м) и, наконец, чередование темно-серых алевролитов, сланцев, песчаников, иногда известковистых, содержащих остатки брахиопод, мшанок, криноидей и флоры в основном живетского и франского ярусов (определения Р.Е. Алексеевой, И.П. Морозовой, Ю.А. Дубатоловой) (2000 м). Следовательно, однородная песчано-алевритовая толща здесь достигает почти 3000 м мощности.

Еще большую мощность имеют сходные, преимущественно песчано-алевролитовые отложения в самой северной, юстыдской, части прогиба на территории СССР, где близкие по составу к описанным живетско-франские отложения (ташантинская свита) надстраиваются мощной (2000 м) толщей таких же пород, но включающих слои углисто-глинистых сланцев и содержащих остатки только франского яруса (бар-бургазинская свита). Разрез венчается здесь еще одной (2000 м), но преимущественно глинисто-сланцевой, иногда известковой толщей (богутинская свита). Таким образом, самая северная, юстыдская, часть Делюно-Юстыдской моногеосинклинали вмещает наиболее полный разрез девонского комплекса, достигающий 10 км мощности, но только верхняя часть его (6 км) является не орогенной, а скорее геосинклинальной по формационным особенностям. Весьма характерно, что к бортам прогиба и на замыкании перечисленные толщи очень быстро становятся грубообломочными красноцветами, резко сокращаются в мощности и разделяются перерывами и несогласиями, убедительно показывая конседиментационный характер формирования Делюно-Юстыдской моногеосинклинали (см. рис. 22).

* * *

Каждый из охарактеризованных стратиграфических комплексов отличается только ему присущими чертами строения, отражая специфичность условий определенного этапа развития каледонид Центральной Азии (см. рис. 1; табл. 1—3). Из них венд-нижнекембрийский, входящий в состав офиолитовой ассоциации, является древнейшим, причем состав его пород и огромный масштаб закономерных изменений вулканитов по латерали указывают на соответственно огромные размеры бассейна накопления. Среднекембрийско-нижнеордовикский исключительно однообразный комплекс терригенных пород показывает прежде всего на малое влияние местных источников сноса и большую глубину накопления. Ордовикско-силурийский комплекс, пожалуй, наиболее изменчив и, следовательно, характеризует разнообразие условий, существовавших в локальных бассейнах этого этапа. И, наконец, девонский комплекс сложен разными породами, но в основном породами одного орогенного класса формаций. Они вместе с огромным масштабом закономерных изменений вулканитов по латерали указывают на общность условий, существовавших в девоне почти на всей территории каледонид Центральной Азии, кроме моногеосинклинальных прогибов. Весьма знаменательно, что огромный масштаб изменений вулканитов по латерали, соизмеримый со всей территорией каледонид, и формационная однородность являются важнейшими особенностями венд-среднекембрийского и девонского комплексов, подтверждающими правильность выбора этих комплексов как определяющих для выделения самих каледонид.

ГЛАВА ПЯТАЯ

СТРОЕНИЕ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Каледонские сооружения занимают южную часть Урало-Монгольского пояса [Муратов, 1965, 1974; Зоненшайн, 1972]. На востоке они ограничены Восточно-Саянским и Тувино-Монгольским древними массивами, с юга обрываются герцинскими структурами Южной Монголии и Восточного Казахстана [Дергунов и др., 1971; Дергунов, 1981; Беличенко, 1982], а на севере погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Можно считать, что территориально каледониды совпадают с распространением венд-кембрийской офиолитовой ассоциации.

Главные черты строения и развития каледонских сооружений Западной Монголии (Монгольский Алтай и Озерная зона) и Алтае-Саянской области являются общими [Дергунов, 1981; Дергунов, Херасков, 1982; Моссаковский, Дергунов, 1983], поэтому они названы каледонидами Центральной Азии. Их территория простирается с востока на запад почти на 2 тыс. км, с севера на юг — более чем на 1 тыс. км, причем закономерности геологического строения позволяют делить ее на крупные области и зоны, соответствующие частям палеоокеанического бассейна (см. рис. 1).

Прежде чем начать описание области каледонид Центральной Азии, нужно отметить, что обычно ее строение считается мозаичным и противопоставляется линейным областям, хотя отмечается, что те и другие сложены почти одинаковыми формациями [Зоненшайн, 1972, 1974]. Может быть, мозаичность обусловлена тем, что на огромной территории Центральной Азии сохранились структуры разных этапов развития каледонид — от заложения палеоокеана до преобразования его в покровно-складчатую область. Иными словами, сохранились структуры, сложившиеся в разных геодинамических условиях, под действием неодинаково ориентированных сил разных этапов. В линейных областях, как правило, остаются фрагменты структур только последних этапов развития, ориентированные и расположенные вдоль линейных ограничений этих областей.

Традиционное деление каледонид на ранние — "салаириды" — и поздние, предложенное В.А. Кузнецовым более 30 лет назад [Кузнецов, 1954], не потеряло значения до сих пор и используется при многих тектонических построениях в Алтае-Саянской области [Белостоцкий и др., 1959; Сурков и др., 1973; и др.]. Однако эффективность такого деления заметно уменьшается при распространении его на всю территорию каледонид Центральной Азии, так как в группе "салаирид" оказываются вместе сооружения северной части Алтае-Саянской области и Озерной зоны Западной Монголии, имеющие очень мало общего в строении и развитии, кроме возраста складчатости, близкого к среднекембрийскому. По-видимому, здесь проявляется несовершенство самого метода районирования только по возрасту складчатости, которое имел в виду Н.С. Шатский, разрабатывая принципы тектонического районирования [Шатский, Богданов, 1967]. Теперь после установления природы и тектонической позиции офиолитов в основании разрезов коры современных океанов и древних складчатых областей [Пейве, 1969] стало возможным использовать возраст офиолитов как показатель времени заложения палеоструктур, т.е. как второй критерий при тектоническом районировании.

Океаническая природа офиолитовой ассоциации показывает, что каледониды Центральной Азии были заложены на коре океанического типа и подтверждает предположение В.А. Кузнецова об отсутствии гранитного слоя земной коры под большей частью Алтае-Саянской области на ранней стадии ее развития [Кузнецов, 1963, 1966].

Группа исследователей под руководством А.В. Пейве и А.Л. Яншина установила, что складчатые области при формировании проходят три основные стадии: океаническую, переходную (островодужную) и континентальную. Соответственно океаническая земная кора преобразуется сначала в переходную, а затем в континентальную путем роста "гранитно-метаморфического" и "базальтового" слоев [Пейве и др., 1976]. Возраст каждой стадии, маркирующийся определенными комплексами геологических формаций, положен в основу нового принципа тектонического районирования, он был использован составителями Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 (1980 г.), а в их числе автором данной работы — для областей каледонской складчатости. На основе этих принципов, но с выделением многих гетерогенных структур для каждой стадии, а также деструктивных образований были составлены более детальные тектонические схемы и описано строение каледонид Центральной Азии [Дергунов, 1981; Дергунов, Херасков, 1982; Моссаковский, Дергунов, 1983; и др.].

Сущность предлагаемого в данной работе тектонического расчленения заключается в выделении крупных структурно-формационных зон, характерных для каждой стадии развития каледонид: ранней (океанической), переходной и континентальной. Предельно схематизируя, можно представить строение каледонид в виде меланократового основания и трех структурных этажей, соответствующих этим стадиям развития. Каждый этаж делится на зоны, отражающие его латеральную неоднородность, обусловленную сосуществованием разных палеотектонических структур на каждой стадии развития. Соотношения между этими структурами сложные и разнообразные, они ярко демонстрируют относительность понятий унаследованности и наложенности в тектонике [Пейве, 1956] (см. рис. 1; табл. 1).

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ РАННЕЙ, ОКЕАНИЧЕСКОЙ, СТАДИИ

Почти всюду каледониды начинали развитие на коре океанического типа с меланократовым основанием. Возможно, только в "салаиридах" северной половины Алтае-Саянской области под Мрасским и Батеневским карбонатными массивами сохранялись фрагменты древней континентальной коры [Моссаковский, 1963]. Конечно, это лишь допущение, так как эти фрагменты нигде не выходят на поверхность, несмотря на сильные тектонические движения и деформации. Предполагавшееся ранее существование докаледонских метаморфитов в Кузнецком Алатау в виде Томского и Терсинского выступов [Ивонин, 1971; Лепезин, 1978] опровергается новейшими исследователями. Они показали несостоятельность определенных древнего абсолютного возраста роговых обманок К—Аг методом и подтвердили представления о постепенном переходе метаморфитов в слабоизмененные породы венд-нижнекембрийского возраста [Алабин, 1983].

Как отмечалось, непосредственные переходы от габброидов к габбро-диабазовым силам и диабазовым дайкам наблюдались только в нескольких местах: Куртушибинском горсте Западного Саяна [Добрецов, 1977; Херасков, 1979; Ляшенко, 1984], Ильчирском аллохтоне Восточного Саяна [Ляшенко, 1984; Добрецов, 1985]. Особенно показательны в этом отношении первичные соотношения, обнаруженные на юго-восточной окраине каледонид в Западной Монголии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Перфильев, Херасков, 1980]. В других районах выходы венд-нижнекембрийских кремнисто-базальтоидных толщ и габбро-гипербазитовых пород меланократового основания, как правило, встречаются вместе, но обычно они разделены тектоническими нарушениями. Теснейшая структурная связь между ними установлена, например, на южном склоне хребта Хан-Хухэй, где они слагают несколько чередующихся тектонических пластин [Дергунов, Лувсанданзан, 1984]. Особенно важно, что даже небольшие горсты венд-нижнекембрийских отложений сопровождаются серпентинитами, недаром гипербазиты Алтае-Саянской области долгие годы считались ниже-среднекембрийскими благо-

даря повсеместному сонахождению с толщами этого возраста [Пинус, Колесник, 1966; и др.]. Исследования офиолитовых комплексов, проведенные в последние годы в разных районах Центральной Азии, позволяют утверждать, что их разрезы повсюду начинаются с габбро-гипербазитов или серпентинитов [Добрецов, 1977, 1985; и др.; Коновалова, Прусевич, 1977; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Берзин, 1979; Херасков, 1979; Дергунов и др., 1980а; Перфильев, Херасков, 1980; Ляшенко, 1984; Дергунов, Лувсанданзан, 1984; и др.].

Формации ранней стадии развития каледонид относятся в основном к венду и нижнему кембрию и сложены преимущественно вулканогенными породами. Только в северной половине Алтае-Саянской области в их составе преобладает карбонатный материал, а возрастной интервал расширяется вплоть до среднего кембрия. Различия в составе и наборе формаций венд-нижнекембрийского интервала позволяют делить каледониды на тектонические области, в значительной мере отражающие палеотектоническую зональность на ранней стадии их развития [Дергунов, 1981; Дергунов, Хераскова, 1981].

Наиболее широко распространены кремнистые диабазово-спилитовые формации в Озерной зоне Западной Монголии [Дергунов и др., 1980а], Западно-Саянском синклинории [Херасков, 1979], Туве [Берзин, 1979] и в виде разрозненных горстов на территории Монгольского и Горного Алтая [Дергунов, Херасков, 1982]. Вверх они переходят в кремнистые карбонатно-туфогенно-терригенные формации. Большое сходство этих формаций в перечисленных районах позволяет считать их образованиями в огромной, но единой тектонической области, условия развития в которой на ранней венд-нижнекембрийской стадии были наиболее близки к океаническим. Эту область, вероятно, можно назвать Озерно-Алтайской, используя предложение Т.Н. Херасковой для соответствующего ей типа формационных рядов [Хераскова, 1986].

Северо-восточнее и восточнее Озерно-Алтайской "спилито-диабазовой" этой области располагается несколько меньшая "спилито-кератофировая" область, сохранившаяся в виде крупных, но разрозненных зон. В пределах этой области породы спилито-кератофировой формации преобладают в основании разрезов Катунско-Абаканской зоны Горного Алтая [Дергунов, 1967], Салаира [Фомичев, Алексеева, 1961; Белоусов и др., 1969], Кузнецкого Алатау [Белоусов и др., 1974; Алабин, 1983], северного склона Западного Саяна и юго-западного — Восточного Саяна [Херасков, 1979] и, наконец, Дагандельской зоны Западной Монголии [Дергунов и др., 1980а]. Выше спилито-кератофировой здесь часто идут кремнистые терригенно-туфогенные формации, а затем во многих из перечисленных зон — мощные кремнисто-карбонатные, которые в Катунском, Шорском и Батеневском массивах становятся явно преобладающими над всеми другими формациями. В других районах кремнистые терригенно-туфогенные отложения сменяются по разрезам и латерали островодужными андезито-базальтовыми и липарит-андезит-базальтовыми вулканитами, например в горном обрамлении Минусинских впадин [Моссаковский, 1963; Херасков, 1979].

Итак, к "спилито-кератофировой" области можно отнести Кузнецко-Саянскую зону, имея в виду территорию Минусинских впадин вместе с горным обрамлением Кузнецкого Алатау, северного склона Западного Саяна и юго-западного склона Восточного Саяна. К этой же "спилито-кератофировой" области принадлежит Дагандельская зона Западной Монголии, которая отделяет с востока Озерную зону от древнего обрамления [Дергунов, 1981]. Судя по составу и набору слагающих формаций, эта область, вероятно, принадлежала окраинной части палеоокеанического бассейна.

Последняя, третья краевая область островных вулканических дуг сохранилась в виде Хамсаринской и Таннуольской зон Восточной Тувы [Волков, 1970], Хан-Хухэйской — Западной Монголии [Дергунов и др., 1983] и северо-западной окраины Восточного Саяна. Разрезы в них начинаются базальт-андезит-липари-

товой и базальт-андезитовыми формациями, которые выше сменяются туфогенно-терригенными формациями с олистостромами и рифогенными известняками.

Таким образом, территория каледонид Центральной Азии с юго-запада на северо-восток делится на спилито-диабазовую, спилито-кератофировую и базальт-андезит-липаритовую области. В том же порядке они представляют срединную и краевую части палеоокеанического бассейна, а также краевую островодужную систему, примыкающую к эпиконтинентальному бассейну древнего обрамления. Они расположены примерно параллельно друг другу и западной окраине древнего восточного обрамления каледонид (см. рис. 1).

Формации этих палеотектонических областей относятся примерно к одному возрастному интервалу — венду и раннему кембрию, т.е. на ранней стадии развития каледонид срединная и краевая части океанического бассейна сосуществовали с краевой островодужной системой и эпиконтинентальным бассейном обрамления. Позднее, в среднем кембрии, образовались новые, более внутренние островодужные системы, но они характеризовали уже более позднюю, переходную стадию развития (см. табл. 1).

Озерно-Алтайская область наиболее ярко выражает особенности ранней, океанической стадии развития каледонид. Характерные для нее венд-нижнекембрийские кремнистые диабазово-спилитовые формации распространены на огромной территории, простирающейся почти на 2000 км по широте и по долготе. В этом проявляется уникальность каледонид Центральной Азии, так как трудно назвать подобные примеры других складчатых областей, в которых реликтовые формации и структуры океанических бассейнов сохранились бы на таком огромном пространстве. В лучшем случае от них остаются узкие линейные зоны, как в уральских герцинидах, чаще — разрозненные аллохтонные фрагменты, как в Скандинавии и Аппалачах, или только сутуры с остатками офиолитов, как в альпийском поясе.

Выходы пород кремнистых диабазово-спилитовых формаций венд-раннекембрийского возраста занимают практически всю Озерную зону Западной Монголии [Дергунов и др., 1980а], слагают крылья Западно-Саянского синклинория [Херасков, 1979], широко распространены в виде аллохтонных пластин в Туве [Берзин, 1979] и разрозненных крупных и мелких горстов среди более молодых терригенных отложений в разных частях Монгольского и Горного Алтая [Дергунов, Херасков, 1982]. Эти формации в ассоциации с породами океанического фундамента находятся в основании разрезов всех перечисленных районов, что позволяет считать их единой Озерно-Алтайской тектонической областью.

С запада, юго-запада и юга Озерно-Алтайская область, как и все каледониды Центральной Азии, обрамлена герцинидами Иртыш-Зайсанской и Южно-Монгольской зон, непосредственной границей служит крупнейший тектонический линеамент. Его северо-западная часть известна как Иртышская зона смятия, продолжением которой на юго-восток являются крупные разломы: Караиртышский на территории Китая, Булганский и Заалтайский в Западной Монголии, последний расходится на несколько ветвей [Суворов, 1983]. Можно считать, что разломы существуют с конца ордовика—силура, т.е. со времени заложения герцинид, в которых внутренние палеотектонические зоны в целом параллельны этому линеаменту и становятся все более глубоководными и "геосинклинальными" по мере удаления от него на юг, в глубь герцинид [Зоненшайн, 1970]. Напротив, каледонские палеотектонические зоны срезаются этим линеаментом под крутыми углами и, следовательно, находятся в торцовом сочленении с герцинидами. Все это говорит о резко наложенном характере герцинид по отношению к каледонидам. Это особенно хорошо видно в широтной монгольской части герцинид [Дергунов, 1981; Беличенко, 1982]. Следовательно, до заложения герцинид область каледонид простиралась далеко на юго-запад за пределы современного ограничения.

Более сложные очертания имеют восточное и северо-восточное ограничения Озерно-Алтайской области, которые на ранней стадии развития, скорее всего, были представлены зонами постепенного перехода к более восточной, спилито-кератофировой области. В современной структуре зону перехода можно наметить вдоль восточного борта Озерной котловины, но севернее она теряется в структурах тектонического скупивания хребта Хан-Хухэй и Западной Тувы. Однако эта граница очень четко прослеживается вдоль северного склона Западного Саяна в виде Кандатского разлома [Херасков, 1979], который на западе "утыкается" в долготный Кузнецко-Алтайский разлом, ограничивающий Катунско-Абаканскую зону с востока [Дергунов, 1967]. Эта зона, в свою очередь, делит Озерно-Алтайскую область на Западно-Саянскую и Горно-Алтайскую части. В северо-западном направлении эта область скрывается под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты [Сурков и др., 1973].

Итак, Озерно-Алтайская область объединяет Озерную, Алтайскую и Западно-Саянскую зоны, имеющие разную современную морфологию, но весьма близкий набор наиболее ранних формаций.

Диабазово-спилитовая формация распространена по всей Озерной зоне и является для нее определяющей. Она слагает практически весь хребет Сэрэ, пересекающий Озерную зону с запада на восток, широко представлена во всех горных выступах южной половины зоны и прослеживается на ее северной окраине вдоль подножия хребта Хан-Хухэй. В этих районах Озерной зоны, а также в отдельных горстовых поднятиях соседней Монголо-Алтайской зоны диабазово-спилитовая формация изучалась нами [Дергунов, Лувсанданзан, 1972; Дергунов и др., 1980а] и более подробно Т.Н. Херасковой [1986]. Известны также описания относящихся к этой формации цогулинской свиты на северной окраине [Алматов, 1963] и уланшандинской — на южной [Маркова, 1975] Озерной зоны. Всюду эта формация начинает разрезы каледонид и, судя по остаткам нижнекембрийской фауны, в ее верхах имеет венд-нижнекембрийский возраст. Мощность видимой части формации не менее 1—1,5 км. Непосредственные связи и переходы вулканитов формации через дайковый диабазовый комплекс к породам меланократового основания, как отмечалось выше, были обнаружены на юго-восточной окраине Озерной зоны, в районе горы Эрдэни-Ула [Перфильев, Херасков, 1980]. Есть основание полагать, что и в других районах диабазово-спилитовая формация лежит непосредственно на меланократовом основании, многочисленные выходы которого в виде серпентинизированных гипербазитов сопутствуют ей практически повсюду.

На северной окраине Озерной зоны диабазово-спилитовая формация слагает верхний покров зоны тектонического скупивания, прослеживающейся вдоль южного склона хребта Хан-Хухэй. Этот "диабазово-спилитовый" покров с серпентинитовым меланжем в основании шарьирован на "спилито-кератофировый" покров, а тот, в свою очередь, на базальт-андезитовый параавтохтон [Дергунов, Лувсанданзан, 1984].

Среди пород диабазово-спилитовой формации явно преобладают зеленокаменно-измененные шаровые и подушечные спилиты. Особенно однородна нижняя часть формации, почти целиком сложенная шаровыми спилитами, среди которых иногда встречаются силлы и субвулканические тела диабазов. Вверх растет количество, мощность (0,5—20 м) и протяженность линзообразных и пластообразных тел лавовых брекчий, литокластических туфов, гиадокластитов, а затем туфосилицитов и туффитов. Кроме того, появляется карбонатный материал, заменяющий гиадокластику в межшаровых пространствах в отдельных прослоях, что отражает общее увеличение значения карбонатов вверх по разрезу. Также в верхних частях разреза диабазово-спилитовой формации, на северо-западной окраине Озерной зоны (нагорье Хархира), встречены крупные линзы археоциатовых известняков.

Петрохимические особенности преобладающих вулканитов позволяют относить их преимущественно к щелочной оливин-базальтовой, а также высокоглиноземистой и толеитовой сериям, причем отмечается слабая степень их дифференциации, так как более 80% вулканитов являются базальтами [Хераскова, 1986]. Базальты отличаются низкой общей щелочностью при незначительном содержании калия, титана и фосфора, что рассматривается как первичная особенность состава. Кроме того, их характеризует высокое содержание магния и низкий коэффициент железистости. Совокупность петрохимических характеристик сближает базальты Озерной зоны с океаническими толеитами.

Таким образом, в основании разреза Озерной зоны, по-видимому, непосредственно на меланократовом фундаменте залегает диабазово-спилитовая формация, сложенная в основном шаровыми спилитами, петрохимически близкими океаническим толеитам. Эта формация, скорее всего, была образована в бассейне океанического типа, частью которого была Озерная зона.

Севернее Озерной зоны, в соседних районах Западной Тувы, известны многочисленные узкие горстовые выступы субширотного простирания, в строении которых участвуют породы меланократового основания, диабазово-спилитовой и кремнисто-туфогенной формаций. Они часто превращены в меланжи или меланжированные олистостромы, тектоническую природу которых убедительно раскрыл Н.А. Берзин [1979]. Здесь к диабазово-спилитовой формации могут быть отнесены диабазы, спилиты, вариолиты, редко андезитовые порфириды, которые ранее В.А. Благонравов и Г.М. Владимирский относили к алтынбулакской свите. Н.А. Берзин показал, что вулканитами сложены олистолиты размером от гальки до очень крупных олистоплак, местами насыщающие толщу грубообломочных пород, которая представляет собой олистострому, нередко интенсивно меланжированную. На некоторых участках, например в районе горы Утук-Хая, на правом берегу р. Хемчик, хорошо виден постепенный переход вверх по разрезу от массивных базальтоидов, местами с реликтами шаровой отдельности, сначала в олистострому, а от нее, также постепенно, к слоистым песчанистым, а потом массивным известнякам с археоциатами и трилобитами. Таким образом, принадлежность толщ базальтоидов к нижней части разреза венда—нижнего кембрия и здесь остается несомненной, несмотря на ее доказанное аллохтонное положение во многих районах Западной Тувы. Важно отметить заметное сходство петрохимических пород Западной Тувы, Озерной зоны Западной Монголии и Хемчикско-Куртушибинской зоны Западного Саяна [Волков, 1970; Лапин, 1970; Добрецов, Пономарева, 1977а]. Следовательно, по составу, строению и структурному положению вулканогенные толщ Западной Тувы являются связующим звеном между диабазово-спилитовой формацией Озерной зоны и близкой по составу формацией Куртушибинского горста Западного Саяна.

В Западном Саяне с диабазово-спилитовой сопоставима спилито-фтанито-сланцевая формация, выделенная Н.Н. Херасковым. Она занимает, вероятно, тот же венд-раннекембрийский возрастной интервал и объединяет почти такие же вулканогенные и кремнисто-туфогенные породы, но в ней больше именно кремнистых разностей, определяющих облик чингинской свиты, которая в большинстве районов представляет эту формацию [Херасков, 1979]. В отличие от Озерной в Западно-Саянской зоне породы формации обнажаются главным образом в виде узких и протяженных горстовых выступов, наиболее крупные из них маркируют оба крыла Западно-Саянского синклиория и его северо-восточное замыкание. На северном крыле это Джойский горст, а на юго-восточном — Куртушибинский и его продолжение на юго-запад в виде небольших выступов в Западной Туве. Кроме того, исследования последних лет показали, что в разных частях Куртушибинского горста фрагменты спилито-фтанито-сланцевой формации и других пород офиолитовой ассоциации встречаются в виде олистолитов и олистоплак среди нижне-среднекембрийских терригенно-туфогенных и средне-верхнекембрийских терриген-

ных отложений, являющихся олистостромой. Обычно эти отложения метаморфизованы, превращены в зеленые глаукофановые сланцы и выходят на поверхность из-под офиолитовых покровов в ядрах антиформных структур [Дергунов, Херасков, 1985].

Большое значение для правильного понимания тектонической позиции спилито-фтанито-сланцевой формации имеют сложенные ее породами и гипербазитами небольшие, но также узкие и протяженные горсты. Они отвечают от краевых горстов и "внедряются" глубоко внутрь Западно-Саянского синклинория. На севере это Борусский горст, отходящий от краевого Джойского на юго-запад, на юге — широтный отрог Куртушибинского горста в низовьях р. Хемчик, а также горсты в зоне Шапшальского разлома, рассекающего западную часть синклинория в север-северо-западном направлении. Следовательно, в Западно-Саянской зоне породы спилито-фтанито-сланцевой формации, как и диабазово-спилитовой в Озерной вместе с гипербазитами выходят как на крыльях синклинория (Куртушибинский и Джойский горсты), так и в его срединной, ядерной части (Борусский, Шапшальский и другие горсты). Даже небольшие горстовые выступы на западной окраине синклинория в Чулышманской зоне также сложены подобными зеленокаменными вулканитами и небольшими блоками гипербазитов [Дергунов, 1967]. Интерполяция этих данных дает возможность предполагать, что породы офиолитовой ассоциации находятся в основании разреза всей Западно-Саянской зоны, а спилито-фтанито-сланцевая формация венд-нижнекембрийского возраста является в ней древнейшей. Верхний уровень ее возраста обозначен находками остатков археоциат, а нижний условно считается вендом, так как мощность формации достигает местами 4—6 км [Херасков, 1979].

Выше упоминалось, что в пределах Куртушибинского горста базальтоиды этой формации очень тесно ассоциируют с габбро-диабазовыми силлами и диабазами комплекса параллельных даек, а в некоторых местах "нижняя часть чингинской свиты (пиллоулавы, туфы, силлы и дайки диабазов, прослой метатраувакк и кремнистых пород)... залегает непосредственно выше дайковой серии..." [Добрецов, Пономарева, 1977а, с. 146]. "Причем дайковая серия завершает стратифицированный разрез меланократового основания, представленный (снизу вверх): дунит-гарцбургитами, пироксенитами переходной зоны, полосчато-такситовыми габбро и, наконец, габбро-диабазовым дайковым комплексом" (Там же). В других выходах в основании формации также находятся породы меланократового фундамента, но соотношение с ними обычно тектоническое. И все же постоянное сонахождение говорит о теснейших парагенетических связях. Очень часто породы меланократового фундамента представлены только рассланцованными серпентинитами и меланжем, а осадочно-вулканогенные — зелеными, в том числе глаукофановыми сланцами, слагающими блоки, пластины в сложных покровно-чешуйчатых структурах. Изучение таких структур проведено в Куртушибинском горсте [Ляшенко, 1984], но в других районах оно еще не раскрыто, и поэтому сложное покровно-чешуйчатое строение может быть причиной представлений о неодинаковом распределении в разрезах формации вулканогенных и терригенно-кремнистых пород разных районов [Херасков, 1979]. В лучше изученном Куртушибинском горсте в нижней части спилито-фтанито-сланцевой формации явно преобладают диабазы и спилиты, а вверх растет количество терригенно-кремнистых и туфогенных пород [Добрецов, Пономарева, 1977а].

Нижняя, преимущественно эффузивная часть спилито-фтанито-сланцевой формации состоит в основном из толентов базальтов (75%) и щелочных оливиновых базальтов (25%). Очень редко встречаются андезитовые и кератофировые разности эффузивов. Преобладающие базальты и спилиты, как правило, являются афанитовыми, вариолитовыми разностями, нередко миндалекаменными, только иногда сохранившими шаровую отдельность из-за глубокого и повсеместного зеленокаменного перерождения. В западной части Куртушибинского горста, среди менее

измененных разностей эффузивов видна подушечная и шаровая отдельности в потоках, нижняя часть которых сложена тонкокристаллическими диабазами, а выше преобладают вариолиты с мелкошаровой отдельностью. Преобладают потоки мощностью 12—25 м, но встречаются и маломощные, 0,5—2 м, хотя и протяженные потоки, позволяющие говорить о трещинном излиянии высокотемпературных лав [Любалинская, Семенов, 1970].

Туфогенные породы встречаются только в виде редких прослоев среди эффузивов, причем вместе с осадочными разностями они иногда имеют ритмичное строение. Также в виде прослоев распространены в нижней части формации филлиты и кремнистые сланцы. В отдельных районах Куртушибинского горста нижняя, преимущественно эффузивная часть формации достигает мощности 3 тыс. м. В ее верхней части преобладают туфогенные осадочные породы, туфопесчаники, кремнистые сланцы, филлиты, хемогенные и органогенные известняки, мощность ее до 2,5 км [Херасков, 1979].

В Борусском горсте, представляющем среднюю часть Западно-Саянской зоны, породы формации еще сложнее дислоцированы и могут находиться в опрокинутом залегании, хотя их набор (базальты, их туфы, фтаниты, углисто-кремнистые сланцы и, наконец, туфопесчаники, песчаники и туфосланцы) и состав по существу такие же, как на окраинах этой зоны. Здесь также не исключено покровно-чешуйчатое строение, как в Куртушибинском горсте. Петрохимический анализ эффузивов показал преобладание пород щелочной оливин-базальтовой серии (60%) и меньшую роль пород высокоглиноземистой и толеитовой серий, причем базальтоиды первой серии характеризуются высокой натриевой щелочностью, а других — калиевой. Сочетание высокой щелочности с относительно высоким содержанием двуокиси титана и фосфора позволяет считать обогащение щелочами в значительной мере первичным [Хераскова, 1986].

Сопоставление спилито-фтанито-сланцевой формации Западно-Саянской зоны с диабазово-спилитовой Озерной зоны возможно, если сравнивать нижнюю, преимущественно базальтоидную часть спилито-фтанито-сланцевой формации со всей диабазово-спилитовой, так как состав, строение и распределение базальтоидов весьма сходны в обеих формациях. Некоторые отличия в петрохимических характеристиках этих базальтоидов могут быть истолкованы как закономерное изменение их состава при удалении от более срединной (Озерная зона) и краевой (Западно-Саянская зона) частей бассейна [Дергунов, Хераскова, 1981]. В то же время верхняя, преимущественно кремнистая часть спилито-фтанито-сланцевой формации Западного Саяна скорее сопоставима с кремнистой туфогенно-терригенной формацией Озерной зоны, занимающей более высокое стратиграфическое положение.

На остальной, западной, части Озерно-Алтайской области, в ее Алтайской зоне, занимающей Монгольский и Горный Алтай, разрезы, по-видимому, также начинаются диабазово-спилитовой формацией.

Но здесь она представлена только фрагментарно в составе единичных и разрозненных горстов, выходящих среди огромных полей более молодых отложений. В Монгольской части Алтайской зоны, непосредственно примыкающей к Озерной с запада, вдоль северной окраины восточного склона хребта Монгольский Алтай протягивается узкий горст венд-нижнекембрийских пород, ограниченный ветвями Кобдинского разлома [Дергунов и др., 1980а]. Здесь ущелье р. Цаган-Нурийн-Гол вскрывает разрез вулканогенной толщи с видимой мощностью более 1 км, очень круто падающей на восток. В ее основании после полосы серпентинитового меланжа выходят крупные пачки зеленокаменных базальтоидов, чередующиеся с кремнистыми породами. Восточнее и выше среди них начинают попадаться пластобразные тела лаво- и туфобрекчий того же состава. По петрографической и петрохимической характеристикам эти породы близки базальтоидам Озерной зоны, а в ассоциации с кремнистыми и туфогенными породами соответствуют диабазово-спилитовой формации. Выходы аналогичных пород известны

также южнее, в средней и южной частях Монгольского Алтая, в районе г. Улзгэй и сомона Цэцэг соответственно. Здесь породы, относимые к диабазово-спилитовой формации, слагают небольшие, вытянутые на несколько километров в северо-западном направлении горсты среди более молодых терригенных пород.

В Горно-Алтайской части Алтайской зоны известны только два крупных выхода толщ с вулканогенными породами основного состава среди более молодых, главным образом терригенных, средне-верхнекембрийских отложений. Первый из них называется Теректинским горстом, разрез которого начинают зеленые сланцы, образованные по первично вулканогенно-терригенным породам (уймонская свита), а завершают метатерригенные сланцы (теректинская свита) [Родыгин, 1979; и др.]. В последние годы выяснено, что теректинские зеленые сланцы включают блоки чужеродных пород и являются меланжированной и метаморфизованной олистостромой, матрицей в которой служат зеленые, в том числе глаукофановые сланцы, а олистолитами — блоки пород спилито-фтанито-сланцевой формации и меланократового основания офиолитов. Таким образом, выявилось некоторое сходство в строении Теректинского и Куртушибинского горстов, в покровно-чешуйчатой структуре которых принимают участие меланжированные и метаморфизованные породы спилито-фтанито-сланцевой и других сходных формаций, а также меланократового основания офиолитов [Дергунов, Херасков, 1985].

Другой крупный выход толщ, подстилающих средне-верхнекембрийские терригенные, находится в северной части Горного Алтая и известен как Талицкий антиклинорий. Самая древняя толща представлена здесь преимущественно темно-серыми кремнистыми хлоритовыми и серицито-хлоритовыми сланцами, окрашенными черной углеродистой и бурой лимонитовой пылевидной примесью. Среди них встречаются пластообразные тела порфириров и их туфов. Видимая мощность этой толщи более 3 км. Вверх она постепенно переходит в более интенсивно окрашенную зелено-фиолетовую толщу, отличающуюся, кроме того, присутствием полимиктовых (туфогенных) песчаников. Эта толща начинает мощный (около 10 км) разрез терригенных отложений горноалтайской серии [Волков, 1966]. Состав нижней кремнисто-сланцевой толщи и ее положение в основании мощного разреза терригенных отложений позволяет условно сопоставлять ее с верхней, преимущественно кремнисто-сланцевой частью спилито-фтанито-сланцевой формации и формацией зеленых туфов Западного Саяна, которые вверх также сменяются мощной терригенной толщей [Херасков, 1979].

Таким образом, в западной половине Озерно-Алтайской области, в Алтайской зоне, находится несколько выходов пород диабазово-спилитовой и спилито-фтанито-сланцевой формаций, которые, так же как на востоке области, в Озерной и Саянской зонах, по-видимому, завершают разрез офиолитовой ассоциации. Существенным подтверждением этого предположения служит отсутствие на всей ее огромной территории выходов каких-либо других докаледонских отложений даже в местах наиболее интенсивных деформаций. Такими местами являются широко известные Куртушибинский, Борусский, Теректинский и другие горсты, представленные, как правило, покровно-чешуйчатыми зонами тектонического скучивания, в которых обнажаются, как отмечалось, породы меланократового основания, диабазово-спилитовой или спилито-фтанито-сланцевой формаций венд-раннекембрийского возраста.

Более высокое стратиграфическое положение, чем диабазово-спилитовая в Озерно-Алтайской области занимает кремнистая терригенно-туффитовая формация, местами существенно карбонатная, обычно связанная с подстилающей диабазово-спилитовой постепенными переходами. В Западно-Саянской зоне к ней, вероятно, относится верхняя часть спилито-фтанито-сланцевой формации. Кремнистая терригенно-туффитовая формация более разнообразна по набору пород, чем диабазово-спилитовая, состав и относительное количество которых заметно меняются в разных районах. В целом кремнистые терригенно-туффитовые отложе-

ния определяют облик Озерно-Алтайской области в конце ранней (океанической) стадии ее развития.

Как и диабазово-спилитовая, кремнистая терригенно-туффовая формация распространена, по-видимому, на всей территории Озерно-Алтайской области, так как обнажаются обе формации практически в одних и тех же районах. Наиболее широко выходы кремнистой терригенно-туфтовой формации развиты в Озерной зоне, где она вместе с диабазово-спилитовой составляет все горные массивы, поднимающиеся из-под мезозойско-кайнозойских отложений. Самые представительные разрезы формации прослежены здесь с запада на восток от нагорья Хархира, вдоль хребта Сэрь до соседней Дагандельской зоны. Здесь формация была выделена в виде кремнисто-туфогенной и кремнисто-терригенной формаций [Дергунов и др., 1980а], потом она была подробно изучена и описана [Хераскова и др., 1983].

Следует отметить, что спорадически встречающийся карбонатный материал, особенно рифогенные известняки, имеют решающее значение для определения возраста этой формации и более древних отложений, так как только в них обнаружены остатки надежных форм раннекембрийской фауны и флоры: археоциат, трилобитов, хелиолитов и эпифитоносных водорослей. Именно к этому стратиграфическому уровню "подвешиваются" более древние, главным образом вулканогенные, отложения, имеющие к раннекембрийским постепенные переходы и значительную мощность, что позволяет считать их венд-нижекембрийскими (см. табл. 1).

Признаки постепенного перехода видны уже в верхней части диабазово-спилитовой формации, когда появляется все большее количество туфогенного и кремнистого материала. С уровня явного преобладания кремнистых туффов и тефрогенных песчаников и начинается кремнистая терригенно-туффовая формация. Нижняя часть ее мощностью ~ 500—700 м представлена обеими разновидностями пород; в верхней, имеющей примерно ту же мощность, терригенные породы явно преобладают, а завершает разрез формации толща среднезернистых массивных песчаников с крупной, но едва заметной косой слоистостью и ритмичностью. К основанию верхней части формации приурочен горизонт карбонатных пород, представленный линзообразными телами рифогенных известняков с остатками фауны. В Западной части Озерной зоны этот карбонатный уровень проходит в верхах диабазово-спилитовой формации, поэтому можно считать, что нижняя возрастная граница описываемой кремнистой терригенно-туфтовой формации понижается с запада на восток, где эта формация замещается по латерали кремнисто-карбонатной формацией Дагандельской зоны.

В составе формации выделяются две главные группы пород: обломочные тефрогенно-псаммитовые и туфогенно-кремнистые алевроито-пелитовые. Кроме них, встречаются туфы основного состава, карбонатные породы и фтанитоиды, очень значительно присутствие олистостром и, как отмечалось, рифогенных известняков.

Характерные фациальные изменения пород формации по латерали раскрывают палеотектонические связи Озерной зоны с соседними. В западной части этой зоны, в нагорье Хархира, преобладают лито- и кристаллокластические туфы основного состава и туфосилициты, часто превращенные в зеленые сланцы. Отдельные прослои образуют тефрогенные песчаники с зернами основных, редко кислых вулканитов, плагиоклаза и кварца. Восточнее, в центральной части Озерной зоны, в хребте Сэрь, тефрогенные песчаники в низах разреза содержат обломки базальтоидов и мелкие зерна андезитовых порфиритов, кислых эффузивов, реже плагиоклаза и кварца. Мелкозернистые разновидности пород и в верхних слоях ритмичных пачек, и в верхах разреза всей формации обогащены андезитовым материалом. Характерно, что в прослоях кремнистых туффов основная масса также отвечает по составу туфам среднего и кислого состава.

Здесь же, в хребте Сэрь, обнаружен мощный (60—80 м) пласт олистостром, расположенный примерно в середине видимой части разреза формации. Его составляют несортированные обломки от 1—2 см до 2—3 м в поперечнике самой разной степени окатанности. Матрицей служит разнoзернистый полимиктовый песчаник, причем доля его то очень мала, то настолько велика, что гальки и глыбы становятся "плавающими". Обломки в олистостроме сложены преимущественно спилитами, диабазами, порфиритами, гиадокластами и плагиоклазами. Реже встречаются серпентинизированные дуниты, пироксениты, габбро-диабазы и плагиоклазы; в виде мелких единичных обломков — андезитовые порфириды, липаритовые порфиры и кварц. Наиболее крупные угловатые глыбы представлены известняками и иногда кремнистыми туффитами.

Характерными для кремнистой терригенно-туффитовой формации являются также крупные линзообразные тела рифогенных археоциатово-водорослевых известняков, с севера на юг пересекающие среднюю часть хребта Сэрь. Известняки серые и белые, чаще массивные, реже брекчиевидные, в них с западной и южной стороны рифов содержится прослой фтанитов. Вероятно, они обозначают внешний край цепи рифогенных островов, так как с противоположной, северо-восточной, стороны к рифогенным массивам подходят пачки пород, характерные для отложений зарифовых лагун — тонкое переслаивание тонкозернистых известняков, спонголитов и туфогенно-кремнистых пород с остатками кремневых губок.

Восточнее рифогенного барьера, на восточной окраине Озерной зоны, тефрогенные песчаники и гравелиты не содержат обломков андезитовых порфиритов. Крупнозернистый материал представлен здесь спилитами и кератофирами, а мелкозернистый — плагиоклазами и очень редко кварцем и калиевым полевым шпатом, т.е. здесь преобладает обломочный материал, принесенный, вероятно, из соседней Дагандельской зоны. Итак, фациальные изменения кремнистой терригенно-туффитовой формации показывают: на западе Озерной зоны накапливались обломки главным образом за счет размыва местных базальтоидов, в центральную часть приносился андезитовый материал в основном из соседней северной базальт-андезитовой Ханхухэйской зоны, а восточную часть питала спилито-кератофировая Дагандельская зона.

Существенные выходы пород кремнистой терригенно-туффитовой формации прослеживаются вдоль северной и южной окраин Озерной зоны. На севере ими сложена верхняя пластина в зоне скупивания, совпадающей с южным склоном хребта Хан-Хухэй. Состав и набор пород формации здесь такие же, как в хребте Сэрь, но относительное количество кремнистых разностей значительно большее — светлые и почти черные кремни слагают пласты и пачки мощностью до 20—30 и даже 50 м и, по-видимому, приурочены к самым верхам формации [Дергунов, Лувсанданзан, 1984]. Сходное положение занимают породы формации и в южной половине Озерной зоны, на хребтах Дарби и Хан-Тайшири, что указывает на возможность их сплошного распространения на всей территории этой зоны.

Таким образом, кремнистая терригенно-туффитовая формация завершает формационный ряд самой ранней (океанической) стадии развития Озерной зоны. Она накапливалась в глубоком бассейне, быстро заполнявшемся кремнистыми туффовыми и тефрогенными осадками из соседних зон и внутренних поднятий, созданных ранними горизонтальными движениями. Характерно отсутствие обломочного материала континентального происхождения. Более молодые, уже мелководные, отложения среднего кембрия перекрывают обе формации ранней стадии развития Озерной зоны с четким несогласием и размывом.

Севернее, в Западной Туве, где многочисленные горсты сложены породами диабазово-спилитовой формации (алтынбулакская свита), место кремнистой терригенно-туффитовой формации в стратиграфических разрезах и формационном ряду занимают в основном грубообломочные терригенно-туфогенные отложения

и толщи известняков (акдурукская свита) [Зайцев, 1960б]. Эти грубообломочные отложения широко распространены в Западной Туве и относятся к меланжево-олистостромовой ассоциации [Берзин, 1979, 1987]. Наиболее представительный разрез олистостромы находится на юго-западном склоне горы Утук-Хая, где хорошо видны ее постепенные переходы к подстилающим вулканитам диабазово-спилитовой формации и покрывающей толще известняков, содержащей остатки археоциат и трилобитов раннего кембрия (см. рис. 12).

Подстилающие базальтоиды, приближаясь к олистостроме, становятся все более брекчированными, а потом среди их глыб и обломков появляются слоистые вулканомиктовые гравелиты и песчаники, возможно образовавшиеся за счет перетолжения базальтовой дресвы и служащие матрицей олистостромы. Количество разнообразных по составу обломков гальки, валунов и глыб растет вверх по разрезу, но никакой сортировки их по форме, размеру или составу не заметно, хотя крупные, до 20—40 м в поперечнике, блоки серпентинитов тяготеют к верхней части олистостромы. Переход к покрывающей известняковой толще не одинаков на разных участках. На востоке, где к известнякам подходит богатая крупными глыбами олистострома, известняковый материал постепенно обогащает матрицу олистостромы и в ее составе цементирует более крупные валуны и глыбы.

Важно отметить, что непосредственно на контакте с олистостромой в известняках удалось найти остатки археоциат. В средней части обнажения к известнякам подходит псефито-псаммитовая слоистая матрица олистостромы с редкими гальками и глыбами кремнистых туффитов и других пород. Слои мусорных гравелитов и песчаников чередуются здесь с известковистыми прослоями. Мощности слоев меняются в пределах 2—5 см, реже больше, причем количество и мощности известковистых прослоев вверх быстро увеличиваются, и таким путем происходит переход олистостромы к известнякам в интервале 8—12 м. Еще западнее этот переход становится совсем малозаметным, так как здесь олистострома завершается слоистой песчано-алевролитовой пачкой, которая постепенно, на интервале 20—30 м, насыщается известковистым материалом.

Следовательно, олистострома не может служить доказательством перерыва между накоплением диабазово-спилитовой формации и известняковой толщи с археоциатами. Наоборот, она является связующим звеном между ними, более того, находки археоциат на контакте с ее верхними горизонтами показывают, что накопление базальтоидов продолжалось почти до санаштыгольского уровня раннего кембрия. Известняковая толща представлена крупными (до 30—50 м) пластами массивных и слоистых известняков с многочисленными остатками археоциат и трилобитов того же возраста, чередующимися с менее мощными (до 30 м) пластами песчаников, алевролитов и кремнистых туффитов.

Таким образом, в Западной Туве состав и набор пород толщ, занимающих в вертикальном ряду место кремнистой терригенно-туффитовой формации, заметно отличается гораздо большим развитием олистостром и известняков. В то же время накопление их происходило непосредственно после диабазово-спилитовой формации, по-видимому за счет подводного или приповерхностного размыыва. внутрибассейновых поднятий, созданных ранними, но интенсивными горизонтальными движениями. Возможно, что эти поднятия, возникшие в результате скупивания, служили основанием для накопления раннекембрийских карбонатных толщ, которые, в свою очередь, перекрываются непосредственно песчано-конгломератовыми отложениями ордовика, начинающими разрез моласс, проходящий в Тувинском прогибе почти через весь палеозой.

Однако в некоторых местах верхние слои нижнекембрийских известняков постепенно насыщаются мелкообломочным, в основном вулканомиктовым материалом, в котором вверх по разрезу появляются все более крупные блоки. Такой переход виден на левом берегу р. Енисей, восточнее пос. Шагонар, где на склонах горы Хайыракан выходят крупные скалы, сложенные мощными

(не менее 300 м), массивными и брекчиевидными известняками, которые вверх сменяются грубообломочной толщей — олистостромой. Большая часть ее представлена оползневой конгломератобрекчией содержащей валуны и глыбы до нескольких метров в поперечнике. Нередко эти породы вверх по разрезу пластов последовательно сменяются конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, образуя грубые ритмы мощностью до 5—15 м. В составе глыб, валунов и мелких обломков цементирующей массы преобладают базальтоиды. Кроме того, в виде олистолитов встречаются красные яшмы, серые и черные кремнистые породы, известняки с остатками археоциат, нередко также кислые плагиопорфиры. В гравелитах и песчаниках матрицы олистостромы и в таких же породах, сменяющих ее вверх по разрезу, видна ритмичность, косая слоистость и следы волновой ряби, т.е. признаки мелководных условий накопления. Грубообломочная толща прослеживается по правобережью р. Енисей и содержит там остатки среднекембрийских трилобитов. Поэтому можно относить эту олистострому к нижнему—среднему кембрию и считать, что процессы скучивания происходили неоднократно в течение всего кембрия, а по некоторым данным, даже ордовика [Берзин, 1979, 1987].

Постепенные переходы олистостром с подстилающими и покрывающими толщами показывают, что они накапливались без перерывов в тех же бассейнах. Таким образом, олистостромы могут служить свидетельством не перерывов и несогласий, а резкого усиления привноса грубообломочного материала, образующегося за счет внутрибассейнового разрушения фронтальных частей тектонических покровов [Леонов, 1978]. Только длительное и многократное повторение горизонтальных движений приводит, вероятно, к мощному скучиванию и существенному увеличению мощности земной коры и, как следствие, к смене ранней (океанической) стадии развития переходной [Пейве и др., 1976].

Итак, на территории Западной и Центральной Тувы, связывающей Озерную зону с Западно-Саянской, нет типичной кремнистой терригенно-туффитовой формации. Из набора ее пород здесь явно преобладают олистостромы и терригенно-карбонатные отложения. Этот парагенез отражает более интенсивное, чем в соседних зонах, скучивание, образование внутрибассейновых подводных поднятий, служивших основанием для карбонатного накопления.

Севернее, в Западном Саяне, породы, слагающие кремнистую терригенно-туффитовую формацию, по-видимому, имеют такое же широкое распространение, как в Озерной зоне, но здесь они вместе с подстилающими вулканитами диабазово-спилитового состава обычно относятся к спилито-фтанито-сланцевой формации и, естественно, обнажаются в тех же районах и структурах [Херасков, 1979].

В южной пограничной структуре Западно-Саянской зоны, Куртушибинском горсте к кремнистой терригенно-туффитовой формации может быть отнесена верхняя часть спилито-фтанито-сланцевой формации (верхняя подсвита чингинской свиты), состоящая из глинисто-кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов, филлитов с прослоями туфов, туфопесчаников и известняков с остатками археоциат, иногда встречаются пластообразные тела спилитов. Мощности слоев меняются от первых метров до десятков, редко сотен метров, а мощность всей формации — от 0,5 до 1,5 км.

Близкий набор и состав пород имеет формация в средней части Западно-Саянской зоны — Борусском горсте. Однако здесь они сильнее изменены и превращены в углисто-кремнистые, иногда графитистые сланцы, филлиты и, вероятно, слагают крупные тектонические пластины, так как повторяются в разрезе вместе с подстилающими спилитами.

Вдоль северной окраины этой же зоны рассматриваемая формация может быть прослежена практически непрерывно в составе Джойского горста. Но в его западной части она описывается в верхах разреза (бассейн р. Малый Абакан), восточ-

нее не раз повторяется в разрезе (правобережье р. Чехан), а еще далее на восток (правобережье р. Енисей) слагает почти всю видимую часть спилито-фтанито-сланцевой формации, достигая 3 км мощности [Херасков, 1979]. Набор пород здесь в основном отвечает кремнистой терригенно-туффитовой формации, отличающейся несколько большим количеством кремнистых известняков и значительно увеличенной мощностью, может быть за счет тектонического сучивания. Сложное и не везде выясненное строение не позволяет пока убедительно проанализировать латеральные изменения формации, но наиболее заметным из них представляется появление кислых вулканитов (кератофиров) на западе северной окраины, там же, где они встречаются и в составе подстилающей диабазово-спилитовой. "Судя по литологии и составу пород, это могут быть глубоководные осадки океана или нижней части континентального склона, а также краевой части островной вулканической дуги" [Добрецов, Пономарева, 1977а, с. 147].

Еще труднее выявляется кремнистая терригенно-туффитовая формация в западной половине Озерно-Алтайской области, т.е. в Монгольско-Алтайской и Горно-Алтайской зонах. Здесь она может быть обнаружена только в редких горстовых выступах вместе с диабазово-спилитовой. И все же кремнистые породы (яшмы, фтаниты), кремнистые известняки, тефрогенные песчаники и туффиты — наиболее характерные ее представители — встречаются выше диабазово-спилитовой формации в горстах Монгольского Алтая, а их метаморфизованные разности слагают тектонические блоки в пределах Теректинского горста Горного Алтая [Дук, 1982; Дергунов, Херасков, 1985]. Не исключено также, что основание разреза Маралихинского антиклинория, где, как отмечалось, довольно большое развитие получают кремнистые и встречаются туфогенные породы, свидетельствует о переходе вниз к кремнистой терригенно-туффитовой формации. В Монгольско-Алтайской зоне, которая может считаться продолжением Горно-Алтайской на юг, эта формация вскрывается глубокими ущельями, прорезающими восточный склон Монгольского Алтая. Здесь на диабазово-спилитовой формации залегают мощные (сотни метров) пачки кремнистых пород (фтанитов, яшм, кремнистых туффитов) и туфогенных песчаников, достигающие суммарной мощности более 1 и даже 3 км в ущельях Холаин-Хабцал и безымянном (в 20 км южнее) соответственно [Дергунов и др., 1980а].

Итак, кремнистая терригенно-туффитовая формация наиболее полно и убедительно представлена в Озерной зоне, где она постепенно сменяет диабазово-спилитовую вверх по разрезу, а сама несогласно перекрывается мелководными вулканомиктовыми отложениями среднего кембрия. Есть основания предполагать, что рассматриваемая формация широко распространена и в Западно-Саянской зоне, где в обрамляющих и внутренних горстах она может быть выделена вместе с диабазово-спилитовой и интерполирована на всю территорию этой зоны. В Монгольско-Алтайской зоне известны единичные горсты, но они также сложены породами этих формаций. И, наконец, в Горно-Алтайской зоне, в Теректинском горсте, метаморфизованные разности этих же пород и многие породы в основании Маралихинского антиклинория тоже напоминают кремнистую терригенно-туффитовую формацию. Поэтому представляется возможным предполагать широкое распространение этой формации во всей Озерно-Алтайской области: наиболее очевидно оно для Озерной, с небольшой условностью — для Западно-Саянской и в качестве вероятного допущения — для Монгольско-Алтайской и Горно-Алтайской зон. На вероятность распространения пород кремнистой терригенной формации в последних двух зонах указывает обязательное присутствие их в составе даже очень редких для этих зон горстов, а также большое сходство этих зон с Западно-Саянской, выраженное прежде всего сплошным развитием мощных и однородных терригенных толщ среднего—верхнего кембрия, под которыми и залегает кремнистая терригенно-туффитовая формация.

Остается подчеркнуть, что эта формация завершает раннюю (океаническую)

стадию развития единой Озерно-Алтайской области в условиях обширного и глубоководного бассейна [Добрецов, Пономарева, 1977а; Херасков, 1979; Дергунов, 1981; Хераскова, 1986]. Компенсация прогибания этого бассейна в среднем кембрии наступила только в Озерной зоне, где верхняя часть формации представлена полимиктовыми косослоистыми песчаниками, а выше несогласно и с размывом ложатся мелководные осадки среднего кембрия [Дергунов и др., 1980а]. Остальная, значительно большая часть Озерно-Алтайской области, оставалась глубоководным бассейном до конца кембрия [Вознесенская, Дергунов, 1982].

Сходство состава пород и строения диабазово-спилитовой, а также кремнистой терригенно-туфитовой формаций на всей территории Озерно-Алтайской области является ее характерной особенностью. Оно свидетельствует об одинаковых условиях, существовавших в огромном палеоокеаническом бассейне, занимавшем эту территорию в течение венд-раннекембрийского интервала времени. Но часть этой территории между Озерной и Западно-Саянской зонами (хребет Хан-Хухэй в Западной Монголии, западная часть Тувы и хребет Куртушибинский) отличается гораздо большим развитием грубообломочных толщ вплоть до крупноглыбовых олистостром. В Западной Туве они становятся преобладающими и показывают, что происходили весьма интенсивные субгоризонтальные движения тектонических пластин, сложенных породами меланократового основания, диабазово-спилитовой и кремнистой терригенно-туфитовой формаций.

Еще в раннем кембрии эти движения привели к образованию огромной зоны скупивания, разделяющей Озерную и Западно-Саянскую части рассматриваемой области. Сложность и разнообразие строения этой зоны скупивания очень велики и только начали изучаться [Берзин, 1979, 1987; Дергунов, Лувсанданзан, 1984; Ляшенко, 1984].

Еще раз стоит отметить знаменательную особенность этих олистостром — постепенный переход к подстилающим и покрывающим толщам даже в этой очень напряженной зоне тектонического скупивания. Такой же постепенный переход имеет олистострома в составе кремнистой терригенно-туфитовой формации в более спокойных структурах центральной части Озерной зоны. Это значит, что горизонтальные движения, проявившиеся в разных частях Озерно-Алтайской области на ранней (океанической) стадии ее развития, не прорывали общего погружения, а приводили только в местах наиболее интенсивного скупивания к образованию быстро разрушавшихся поднятий.

В остальной части этой области не фиксируется существенных конседиментационных структур, поднятий или прогибов; не установлено также надежных доказательств проявления сильных складчатых деформаций. Так, в Озерной зоне, особенно в ее средней части (хребет Сэрь), слоистые толщи пород обеих формаций смяты относительно слабо и крылья складок падают под углом 30—50° (рис. 23). По-видимому, напряжения сжатия появились только во второй половине венд-раннекембрийского этапа развития Озерно-Алтайской области и разрешались в основном за счет горизонтальных движений пластин и покровов в зонах скупивания.

Таким образом, венд-раннекембрийские диабазово-спилитовая и кремнисто-терригенно-туфогенная формации Озерно-Алтайской области вместе с комплексом пород габбро-гипербазитового основания являются типичными членами офиолитовой ассоциации. По петрохимической и геохимической характеристикам базальты диабазово-спилитовой формации наиболее близки к океаническим толеитам. Восточнее, в Западно-Саянской зоне, среди них несколько большее значение приобретают щелочные офиолитовые базальты и появляются вулканиты кислого состава. Эти изменения, вероятно, связаны с приближением к окраинам бассейна. Диабазово-спилитовая и кремнистая терригенно-туфогенные формации, по-видимому, образовались в условиях, существующих в краевых морях, выдвинутых в сторону океана (филиппинский тип). Поэтому вполне возможно, что в юго-

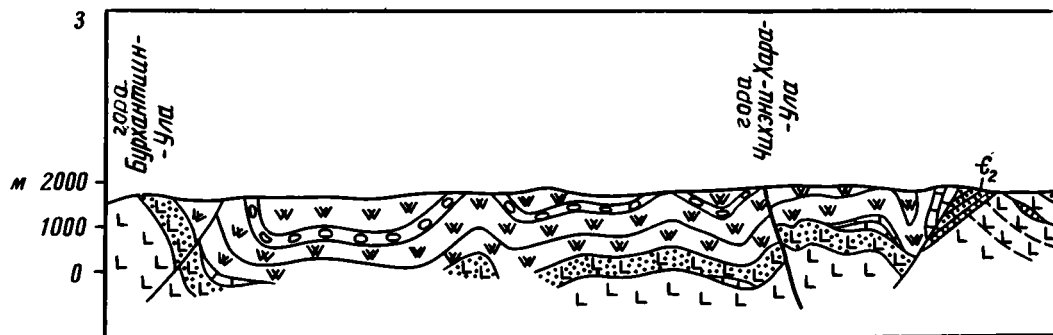


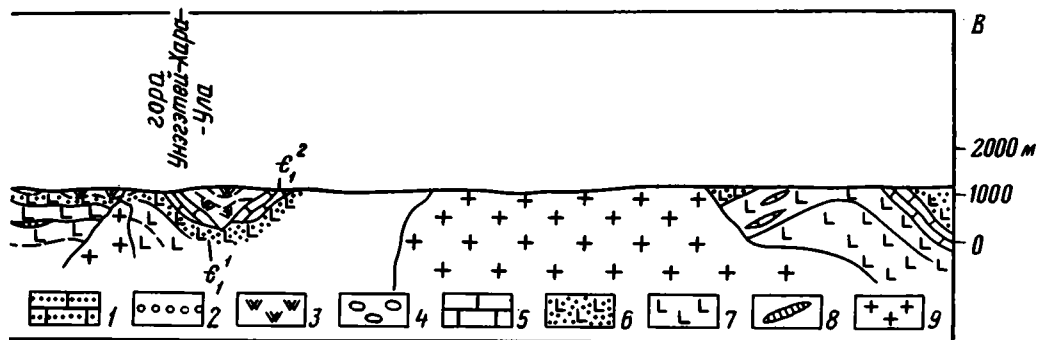
Рис. 23. Структурный профиль в срединной части Озерной зоны, восточная часть хребта Сэрь
1, 2 — среднекембрийские известковистые песчаники (1) и базальные конгломератобрекчии (олисто-stroma) (2); 3—8 — венд-нижнекембрийские формации: 3 — верхняя часть кремнистой терригенно-туфогенной, 4 — олистостромовый горизонт, 5 — рифогенные известняки, 6 — нижняя часть кремнистой туфогенно-терригенной, 7 — спилито-диабазовая, 8 — яшмоиды; 9 — гранитоиды

западном направлении Озерно-Алтайская область открывалась в сторону азиатского палеоокеана, а в северо-восточном — сменялась системой островных дуг и окраинных морей.

"Спилито-кератофировая" область несколько меньше "диабазово-спилитовой" Озерно-Алтайской и располагается к северо-востоку от нее, т.е. ближе к континентальному обрамлению (см. рис. 1). Она объединяет крупную Кузнецко-Саянскую зону на севере Алтае-Саянской области и Дагандельскую зону в Западной Монголии, которая протягивается с севера на юг между океанической Озерной и континентальной Дзабханской зонами. К Кузнецко-Саянской зоне относятся Кузнецкий Алатау, северо-восток Горного Алтая, Восточный Салаир, северный склон Западного Саяна и юго-западный склон Восточного Саяна и, возможно, часть территории Минусинских впадин. Обычно эта зона относится к ранним каледонидам — "салаиридам", так как основные черты ее строения сложились к позднему кембрию [Кузнецов, 1954; Моссаковский, 1963; и др.].

"Спилито-кератофировая" область значительно разнообразнее "диабазово-спилитовой" по набору формаций, распределению их в вертикальных и латеральных рядах, по разной степени и характеру деформированности. Ее объединяют расположенные в низах разрезов венд-раннекембрийские, одновозрастные спилито-диабазы, но контрастно дифференцированные вулканы: основные — спилиты и кислые — кератофиры (натровые липариты), значительно реже встречаются вулканы среднего состава. Породы спилито-кератофировой формации выходят на всем протяжении Дагандельской зоны Западной Монголии [Дергунов и др., 1980а; Дергунов, Хераскова, 1981; и др.], а в Кузнецко-Саянской зоне они известны в сооружениях обрамления Минусинских впадин [Моссаковский, 1963; Белоусов и др., 1974; Херасков, 1979; Алабин, 1983; и др.]. Однако в средней части этой зоны крупные массивы почти полностью (Батеневский, Катунский) представлены карбонатными породами [Моссаковский, 1963; Фосфориты..., 1980; и др.], но местами в основании их разрезов отмечаются вулканы, напоминающие спилито-кератофировую формацию [Любалинская, 1978б; Бондарева, 1978б; Сивов и др., 1980], что вместе с геофизическими данными [Сурков и др., 1973] дает возможность распространять спилито-кератофировую формацию и на среднюю часть Кузнецко-Саянской зоны.

Карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения перекрывают породы спилито-кератофировой формации в некоторых районах Кузнецкого Алатау [Алабин, 1983] и всюду в Дагандельской зоне. Переходной между ними служит толща кремнистых терригенно-туфогенных пород, но местами она может полностью



выклиниваться. Так, на северном склоне Западного Саяна и во многих районах Кузнецкого Алатау и Салаира спилито-кератофировая формация сменяется не кремнистой терригенно-туфогенной, а "рифо-туфоконгломератовой" [Херасков, 1979] и базальт-андезитовой [Алабин, 1983], т.е. комплексом пород вулканических островных дуг (см. табл. 1).

Первичные латеральные соотношения "спилито-кератофировой" и "диабазово-спилитовой" областей, по-видимому, выражались постепенными переходами, которые отмечены увеличением сходства вулканитов по мере приближения к границе между ними [Дергунов, Хераскова, 1981]. Однако современные границы спилито-кератофировой области представлены, как правило, крутопадающими разломами. На северо-востоке Горного Алтая она ограничена кулисообразно подстилающими друг друга ветвями Сарасинско-Курайского и окончанием Кузнецко-Алтайского разломов, отделяющих Катунский горст-антиклинорий от диабазово-спилитовой области Западного Саяна. Потом эта граница проходит на восток по субширотному Кандатскому разлому вплоть до Главного разлома Восточного Саяна, т.е. до древнего обрамления.

Спилито-кератофировая формация начинает разрезы разнородных сооружений (см. табл. 1), формирование которых, вероятно, начиналось в относительно глубоководном бассейне с утолщенной океанической корой и, может быть, с фрагментами древнего саяла. Наверное, такую кору можно отнести к переходному типу, имея в виду ее океанические и континентальные особенности, а также расположение между областью с типичной океанической корой и континентальным обрамлением.

В Дагандельской зоне Западной Монголии (см. рис. 1) [Дергунов, 1981; Дергунов, Хераскова, 1981] нижняя часть спилито-кератофировой формации представлена относительно однообразной толщей шаровых спилитов и диабазов мощностью не менее 1000 м. В средней части явно преобладают кератофиры липаритового состава (до 500 м), превращенные обычно в порфирииды. Вверху снова больше вулканитов основного состава, а кислые разности — аггломератовые и кристаллокластические туфы — встречаются в виде отдельных прослоев и линз. Туфогенный материал также характерен для средней кератофировой части формации, в нижней части туфогенные породы встречаются редко.

Петрохимически почти все базальтоиды спилито-кератофировой формации относятся к щелочной оливин-базальтовой серии и сильнее чем в диабазовой и спилито-фтанито-сланцевой формациях обогащены натрием и калием (до 0,9%), одновременное повышение количества титана и фосфора подтверждает первичность этого обогащения.

На спилито-кератофировой формации в Дагандельской зоне лежит согласно с постепенным, но быстрым переходом кремнисто-карбонатная формация. Судя

по остаткам археоциат и водорослей эта формация относится к верхней части нижнего кембрия и, следовательно, находится на одинаковом стратиграфическом уровне с кремнистой терригенно-туффитовой и терригенно-карбонатной формациями соседних Озерной и Дзабханской зон соответственно [Дергунов, 1981]. В кремнисто-карбонатной формации развиты преимущественно кремнистые, известковистые доломиты с единичными прослоями онколитовых разностей, а также известняки. Весьма характерны также темно-бурые и черные метасоматические кремни. Глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и песчаниками представлены второстепенные члены формации, маломощные пласты которых особенно характерны для ее нижней части. Кроме того, вместе с пластообразными телами кремнистых метасоматитов они подчеркивают первичное крупнопластовое строение всей кремнисто-карбонатной формации, общая мощность которой достигает 1,5—2 км. Отличительные особенности кремнисто-карбонатной формации (преобладание доломитов, кремнистые метасоматиты и обломочный сиалический материал), по-видимому, объясняются накоплением в приконтинентальном бассейне.

Дагандельская "спилито-кератофировая" зона протягивается более чем на 300 км между Озерной и Дзабханской зонами при ширине до 50 км. С востока ее ограничивают кулисообразно подставляющие друг друга крутопадающие разломы. Вдоль них вулканиты спилито-кератофировой формации превращены в зеленые сланцы, среди которых непосредственно у контакта с метаморфитами Дзабханской зоны встречается множество будин кварцевых порфиров, андезитовых порфиритов и других остатков девонского (?) дайкового пояса. К западу от контакта степень рассланцевания уменьшается и появляются крупные складки с крутопадающими крыльями и заметно ундулирующими шарнирами. Они хорошо представлены на междуречье Дзабхана и Хунгуя, где их крылья маркируются мощными пластами карбонатных пород, и нередко встречаются продольные крутопадающие осложняющие разломы. На севере Дагандельская зона обрывается широтной Хан-Хухэйской зоной тектонического скупивания, где спилито-кератофировая и кремнисто-карбонатная формации участвуют в строении нижнего покрова [Дергунов, Лувсанданзан, 1984].

Представляется, что некоторые черты строения Дагандельской зоны могут служить определяющими для всей "спилито-кератофировой" области, а именно постепенные переходы к "спилито-диабазовой" области, стратиграфическое согласное перекрытие спилито-кератофировой формации кремнисто-карбонатной, которая восточнее переходит в терригенно-карбонатную шельфовую. Скорее всего, эти особенности связаны с первично окраинным положением Дагандельской зоны, которая уже в раннем кембрии приобрела сходство с эпиконтинентальным шельфовым бассейном обрамления.

Следующая, "спилито-кератофировая" Кузнецко-Саянская, зона занимает северную половину Алтае-Саянской области и отделена от Дагандельской зоны территорией Тувы и Западного Саяна. Кузнецко-Саянская зона объединяет разные складчатые сооружения, однако их разрезы начинаются той же спилито-кератофировой формацией, а различия возникли, наверное, позднее, в конце раннего кембрия. На Горном Алтае к спилито-кератофировой формации принадлежат породы манжерокской, сарысазской и других свит [Белоусов, Сенников, 1960; Дергунов, 1967; и др.], на Салаире — печеркинской и др. [Гинцингер и др., 1969], в Кузнецком Алатау — кондомской и др. [Моссаковский, 1963; Алабин, 1983], на северном склоне Западного Саяна — нижнемонокской [Херасков, 1979], на юго-западном склоне Восточного Саяна — бахтинской и др. [Предтеченский, 1967]. Кроме того, пласты пород, характерные для спилито-кератофировой формации, встречаются в нижней части карбонатных отложений Горной Шории [Сивов и др., 1980; Алабин, 1983], Восточного

склона Кузнецкого Алатау, Батеневского края и Бельского Белогорья [Любалинская, 1978а, б; Бондарева, 1978б; и др.] (см. табл. 1).

Стратиграфическое положение и возраст спилито-кератофировой формации определяются непрерывной сменой ее покрывающими отложениями, в которых встречаются известняки с остатками археоциат, трилобитов и водорослей раннего кембрия. Поэтому спилито-кератофировую формацию можно относить непосредственно к нижнекембрийским толщам и, учитывая ее значительную мощность (обычно более 1,5 км), к венд-раннекембрийскому возрасту.

Очень широко распространена спилито-кератофировая формация в Северо-Саянской подзоне (северный склон Западного Саяна), где ее изучали и описали многие исследователи [Велинский, 1968; Любалинская, Семенов, 1970; Херасков, 1979]. Характерные для нее крупные потоки спилитовых лав мощностью 100 м и более преобладают в видимой нижней части разрезов. Эти потоки, сложенные зеленокаменными спилитами, диабазами и диабазовыми порфиритами с шаровыми отдельностями, часто разделены прослоями кремнистых туффов. Кератофиры тяготеют к верхней части формации, местами насыщая ее в виде мощных пачек (до 300—400 м), среди которых располагаются пластовые тела спилитов и диабазов. Мощность кератофиров и общая мощность формации растет с запада на восток и там достигает 3—4 км. Петрохимически породы спилито-кератофировой формации Северо-Саянской подзоны характеризуются относительно низким содержанием калия — до 0,5% (K_2O) в основных и 1% в кислых разностях, а также титана — до 1 и 0,5% (TiO_2) соответственно при более высокой за счет натрия общей щелочности. По содержанию редких элементов эффузивы спилито-кератофировой формации Северо-Саянской подзоны отнесены к геохимически примитивным, а базальты — к океаническим и островодужным.

В нескольких пересечениях западной части Северо-Саянской подзоны установлено согласное стратиграфическое налегание на спилито-кератофировую формацию рифо-туфоконгломератовой, представленной здесь верхнемонокской свитой. Ее слагают конгломераты, туфоконгломераты, граувакковые песчаники, туфопесчаники и туфы среднего состава, а также алевролиты, кремнистые породы и рифогенные известняки с остатками археоциат. Нередко среди этих пород появляются пластообразные тела андезитов и андезито-базальтов, которые местами становятся преобладающими. Обычно мощность пластов этих пород резко меняется от первых до сотен метров, а мощность всей формации — от 0,5 до 2,5 км, что вместе с изменчивостью состава является ее характерным качеством. Кроме того, заметно увеличение вулканогенных пород на восток, где долиной р. Абакан в районе г. Абаза вскрыты преимущественно туфогенные конгломераты и песчаники. Еще восточнее рифо-туфоконгломератовая формация сменяется терригенно-вулканогенной андезитовой. Н.Н. Херасков отчетливо показал латеральные и стратиграфические связи этих формаций со спилито-кератофировой и их общую островодужную тектоническую природу.

Толщи пород обеих формаций Северо-Саянской подзоны смяты в узкие, нередко изоклинальные, иногда опрокинутые складки, оси которых простираются в восточно-северо-восточном направлении. Заметны ундуляция шарниров и крутопадающие разломы того же простирания. Из крупных структур на западе выделяются сопряженные Хансыно-Амыльский горст-антиклинорий и Маинский синклиний, восточнее они разбиты на узкие тектонические блоки. Ранние горизонтальные движения, зафиксированные нижнекембрийскими олистостромами (арбатская серия [Херасков, 1979]), вероятно, сопутствовали субдукции и образованию островодужных вулканогенных комплексов, которые здесь, в Северо-Саянской подзоне, на границе областей с переходной и океанической корой, уже в раннем кембрии сопровождалась плагиигранит-гранодиоритовой Маинской интрузией.

В пределах Кузнецко-Алатауской подзоны спилито-кератофировая формация установлена давно [Моссаковский, 1963] и весьма широко распространена [Алабин, 1983]. Обычно породы спилито-кератофировой формации представлены спилитами, реже кератофирами (натровыми липаритами), иногда андезито-базальтовыми порфиритами. Они образуют крупные пласты и пачки, чередующиеся или замещающиеся по простираанию карбонатными, кремнисто-карбонатными и кремнисто-терригенными отложениями. Сложность и неоднозначность стратиграфического расчленения толщ Кузнецкого Алатау не позволяют утверждать, что спилито-кератофировая формация занимает здесь такое же определенное положение в основании разрезов, как в других, описанных выше зонах.

Структура Кузнецкого Алатау представляется в виде многочисленных, ограниченных крутопадающими разломами блоков, отнесенных к трем типам [Алабин, 1983]. Первый тип блоков, Золотокитатско-Кондомский, прослеживается в виде узкой, ограниченной разломами полосы вдоль западного склона Кузнецкого Алатау. В нем преобладают вулканиты спилито-диабазового состава, локально чередующиеся с карбонатными породами. Восточнее, вдоль осевой части и восточного склона хребта расположены блоки второго, Мартайгинско-Верхнелебедского типа, для которых наиболее характерны породы спилито-кератофировой формации (илинская, кожуховская на севере, кондомская и частично усинская свиты на юге). Всюду показывается чередование этих вулканитов с карбонатными и кремнисто-карбонатными отложениями, содержащими в верхних частях разрезов остатки археоциат.

Среди блоков первого типа ранее выделялись Томский, а второго — Терсинский "выступы древних метаморфитов", однако в последние годы снова подтверждены постепенные переходы от них к менее метаморфизованным вендско-кембрийским породам [Алабин, 1983]. Кроме того, как отмечалось, эти метаморфиты нередко тектонически перекрыты останцами офиолитовых покровов [Прусевич, 1981].

На восточных и юго-восточных склонах Кузнецкого Алатау представлены блоки третьего типа — Мрасский, Батеневский и другие массивы, сложенные преимущественно кремнисто-карбонатными отложениями по крайней мере в видимых частях разрезов. Обычно они начинаются с кремнистых массивных известняков с прослоями углисто-кремнисто-глинистых сланцев, доломитовых известняков и силицитов (енисейская, кабырзинская и биджинская свиты). Выше с постепенным переходом или местным размывом залегает толща преимущественно доломитового состава, но в ней также встречаются породы, характерные для нижних толщ (западносибирская и мартюхинская свиты). Выше снова преобладают известняковые породы, более слоистые за счет чередования с фосфатными, кремнисто-глинистыми разностями и фосфоритами (белкинская, тамалыкская свиты). Они перекрываются слоистыми и массивными археоциатовыми известняками, чередующимися с известково-кремнистыми сланцами, известковистыми песчаниками и наконец, ниже-среднекембрийскими кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, туфопесчаниками и конгломератами. Подчеркивается, что все толщи связаны в разрезе постепенными переходами или локальными перерывами.

Итак, Мрасский и Батеневский массивы сложены преимущественно карбонатными породами, но в низах разреза Батеневского массива встречаются пластообразные тела диабазовых порфиритов и липаритовых порфиров (биджинская свита), а Мрасский карбонатный массив, имеющий структуру сложной изометричной синклинали, подстилается толщей основных вулканитов [Сивов и др., 1983]. Кроме того, очень важно отметить, что разрезы всех структурно-формационных зон являются непрерывными и стратиграфически привязанными к верхним слоям, содержащим остатки археоциат [Моссаковский, 1963; Алабин, 1983]. Отсюда следует, что спилито-кератофировая, кремнисто-карбонатная и другие формации охватывают нижнюю половину кембрия и, судя по мощности, венд. Сом-

нительность выделения здесь рифейских отложений на основе определений проблематичных остатков микрофитолитов и фитодериватов была показана выше. Существование в Кузнецком Алатау более древних толщ стало казаться еще более сомнительным после того, как наметилась обычная для офиолитовых серий тесная структурная связь венд-нижнекембрийских спилитовых вулканитов с габбро-гипербазитовым основанием, вместе с которыми они участвуют в строении покровных структур [Прусевич, 1981]. Верхнее возрастное ограничение формаций ранней (океанической) стадии определяется несогласным налеганием на них среднекембрийских островодужных андезитовых вулканитов, относимых уже к следующей переходной стадии развития (мундыбашская свита) [Алабин, 1983].

Наиболее выражены различия между карбонатными массивами и остальной частью Кузнецко-Алатауской подзоны, в которой преобладают породы спилито-кератофировой и кремнистых терригенно-туфогенных формаций. Неодинаковы они также по стилю и интенсивности деформаций: в карбонатных массивах развиты преимущественно спокойные складки с пологими крыльями, куполообразные структуры и флексуры; для остальной части характерны сжатые, иногда изоклинальные, линейные складки с крутопадающими крыльями, осложненные продольными и поперечными разломами преимущественно долготного простирания в осевой части Кузнецкого Алатау и северо-восточного на его восточном склоне [Моссаковский, 1963; Алабин, 1983]. Тектонические покровы офиолитов свидетельствуют о существенных горизонтальных перемещениях и развитии шарьяжно-чешуйчатых структур. В этой связи естественно ожидать, что будущие исследования с учетом покровных структур внесут много нового в понимание тектоники и стратиграфии Кузнецкого Алатау.

По-видимому, можно так представить общую структуру Кузнецкого Алатау. В ограниченном молодыми крутопадающими разломами Золотокитатско-Кондомском горсте выходит на поверхность нижняя, преимущественно спилитовая часть спилито-кератофировой формации. Более полно она представлена в соседней (с востока) Мартайгинско-Верхнелебедской полосе, где ее нижняя спилитовая и верхняя кератофировая части находятся в сложных структурных соотношениях друг с другом и другими формациями. Возможно, они слагают отдельные пластины тектонических покровов, существование которых уже достаточно обосновано. Не исключено, что восточнее, в Мрасском и Батеневском массивах, породы спилито-кератофировой формации не только замещаются карбонатными породами, но частично сохраняются в погруженных частях разрезов [Любалинская, 1978а, б; Бондарева, 1978б].

Восточнее Кузнецкого Алатау непосредственным продолжением Батеневского карбонатного массива можно считать Белыкское Белогорье, восточнее и северо-восточнее которого находятся Сисимская и Казырская части (зоны) "Кембросаяна", примерно сходные по геологическому строению со срединной частью Кузнецкого Алатау. Сложное строение "Кембросаяна", по-видимому, еще во многом не раскрыто, так как разные сведения о стратиграфии и структурах часто трудно сопоставимы. Тем не менее древнейшими, по-видимому, можно считать спилито-кератофировые вулканиты (урманская, бахтинская свиты) [Предтеченский, 1967; Моссаковский, 1963; Тарновский, 1979]. Они хорошо вскрыты выемкой железной дороги в верховьях р. Джеба, где видны постепенные переходы от метаморфических сланцев по вулканитам кислого и основного состава к их слабо измененным разностям, а также метасланцев к туфогенным песчаникам и алевролитам с линзами мраморизованных известняков. Вероятно, выше по разрезу выходят кремнистые туфогенно-терригенные породы с линзами археоциатовых известняков (колпинская свита) и (или) терригенно-известняковые отложения также с археоциатами (овсянковская и другие свиты) [Бондарева, 1978а]. На севере, в верховьях р. Сисим, эти породы обычно слагают изменчивые по мощности толщи, причем нередко, особенно в верхах разрезов, среди них появляются

вулканиты среднего состава, позволяющие относить их к островодужной андезитовой формации. Юго-восточнее, в районе г. Артемовска, карбонатные отложения устойчиво накапливаются до конца раннего кембрия.

Еще юго-восточнее Кизыр-Казырский водораздел занят вулканогенными толщами смешанного состава. В основании разрезов преобладают мощные пачки (до 200—300 м) диабазовых порфиров, альбитофиров и кератофиров, а выше идут эффузивы и туфы среднего состава с прослоями глинисто-кремнистых сланцев и известняков с археоциатами. Таким образом, и здесь спилито-кератофировая формация сменяется островодужной андезитовой уже в раннем кембрии, однако островодужный вулканизм получил особенно широкое развитие в Кизырской части "Кембросаяна" во второй половине среднего кембрия (казырская свита).

В целом положение спилито-кератофировой формации в структурах юго-западного склона Восточного Саяна сходно с положением ее в Кузнецком Алатау и говорит о принадлежности к единой Кузнецко-Саянской спилито-кератофировой зоне.

К западу от Кузнецкого Алатау, в Салаирском кряже, установлено широкое распространение нижнекембрийских и, вероятно, вендских отложений, во многом сходных с одновозрастными отложениями Кузнецкого Алатау [Фомичев, Алексеева, 1961]. Слабая обнаженность не позволяет создать общую, достаточно обоснованную структурно-формационную схему Салаира, но в отдельных районах его юго-западной и северо-западной частей выявлены структурно-стратиграфические связи между нижней, преимущественно вулканогенной и верхней, карбонатно-терригенной толщами [Гинцингер и др., 1969]. Нижняя толща обычно представлена зеленокаменными основными вулканитами с прослоями кремнистых, туфогенных пород и граувакковых песчаников, иногда среди них присутствуют эффузивы и туфы кислого состава, что позволяет относить эту толщу к спилито-кератофировой формации. Верхняя толща состоит из песчано-глинистых и глинисто-кремнистых пород, перекрытых мощными пачками известняков с археоциатами и трилобитами санаштыкгольского горизонта нижнего кембрия. Выше спилито-кератофировой и терригенно-карбонатной формаций лежит более грубо-обломочная толща с конгломератами, условно отнесенная к среднему кембрию. С породами нижней, спилито-кератофировой, формации структурно связаны линзообразные тела серпентинизированных гипербазитов [Коновалов, Прусевич, 1977]. При этом, как правило, они приурочены к тектоническим контактам между ними и карбонатно-терригенными толщами. Вероятно, можно предположить, что здесь, на Салаире, так же как в Кузнецком Алатау, выходы гипербазитов, образующих цепочки долготного простирания, маркируют выходы на поверхность меланократового основания и перекрывающей спилито-кератофировой формации. Эти пояса гипербазитов выделялись в обобщающих работах на основе геологических [Пинус, Колесник, 1966], а позднее геофизических данных [Сурков и др., 1973]. Один пояс гипербазитов окаймляет с запада Восточно-Салаирскую, а другой — Западно-Салаирскую зоны, которые можно представить в виде крупных плит, погружающихся от гипербазитовых поясов на восток. Так же как в Кузнецком Алатау, в Салаире известно немало выходов линзообразных тел гипербазитов, широко рассеянных по его территории, но здесь они имеют, как правило, крутопадающие контакты, обычно согласные с залеганием примыкающих основных вулканитов [Коновалов, Прусевич, 1977]. Иными словами, их можно считать также останцами офиолитовых покровов, но залегающих круто в современной структуре. Эти структурные признаки можно считать общими для Салаира и Кузнецкого Алатау, имевшими, вероятно, общий план и стиль деформаций.

Вполне возможно, что Кузнецко-Алатауская спилито-кератофировая подзона на ранней (океанической) стадии развития каледонид являлась, так же как Даган-

дельская, краевой частью океанического бассейна, но вследствие субдукции и более интенсивного ранне-среднекембрийского тектонического скупивания здесь возникла вулканическая Салаирско-Кузнецкая островная дуга, оградившая Мрасско-Батеневский внутренний бассейн с запада. Меньшая деформированность карбонатных массивов (Батеневского и др.) могла быть обусловлена подстилающими останцами древней континентальной коры [Шатов и др., 1980]. Непрерывное карбонатное накопление здесь продолжалось и в среднем кембрии, а островодужные андезитовые вулканы появились позднее и повсеместно [Моссаковский, 1963]. Гранитный состав среднекембрийско-ордовикских батолитов Батеневского массива и более основной их состав в Кузнецком Алатау [Алабин, 1983], вероятно, указывают соответственно на более сиалический или симатический характер их субстрата.

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ ПЕРЕХОДНОЙ СТАДИИ

Разные области каледонид Центральной Азии вступали в переходную стадию в разное время. На восточной окраине каледонского палеоокеанического бассейна переходная "базальт-андезитовая" область существовала уже в венде—раннем кембрии, т.е. одновременно с основными океаническими структурами этого бассейна (см. рис. 1).

"Базальт-андезитовая" область сохранилась в виде двух разрозненных зон: Хан-Хухэйской на севере Западной Монголии [Дергунов и др., 1983], Таннуольско-Хамсаринской на востоке Тувы [Волков, 1970] и, возможно, отдельных блоков на северо-западе Восточного Саяна [Бондарева, 1978а]. Обе зоны примыкают с запада непосредственно к древнему континентальному обрамлению, отделяясь от него разломами. В строении "базальт-андезитовой" области принимают участие разнообразные вулканогенные и осадочные формации венд-среднекембрийского возраста, но практически везде они образуют вертикальные ряды, характерные для островодужных комплексов. Объединяют их наиболее древние, венд-нижекембрийские базальт-андезитовые или базальт-андезит-липаритовые формации, которые по латерали и, может быть, вниз по разрезу сменяются спилит-кератофировой [Щеглов, Волков, 1970]. Однако не исключено, что эти соотношения определяются тектоническими покровами [Берзин, 1979], которыми могут оказаться Шурмакская и Улугуйская структуры в Восточной Туве, построенные многочисленными телами гипербазитов, спилитов, кератофиров и кремнистых пород, находящихся в очень сложных соотношениях с породами островодужных комплексов (см. табл. 1, рис. 24).

Весьма типичные и представительные разрезы "базальт-андезитовой" области вскрыты глубокими долинами на южном склоне хребта Хан-Хухэй, где выделена одноименная Хан-Хухэйская зона [Дергунов и др., 1983]. Здесь в нижней части андезитовой формации преобладают порфиристы андезитового и андезитобазальтового состава, которым подчинены базальты и диабазы. Встречаются невыдержанные пласты лавовых брекчий, туфов, туфоконгломератов и линзы известняков, мощность которых меняется от долей до нескольких метров. В верхней части формации главное место занимают туфогенные и туфогенно-осадочные породы с характерным ритмичным чередованием литокристаллокладических туфов андезитового и липаритового состава. К верхам разрезов принадлежат горизонты и линзообразные тела археоциатовых известняков, достигающих мощности 50—70 м, которые нередко замещаются обломочными косо-слоистыми известняками и известняковыми конгломератами. Определения многочисленных остатков археоциатов, выполненные А.Ю. Журавлевым, показали их принадлежность к атдабанскому—низам ботомского яруса. Видимая мощность андезитовой формации не менее 1500 м. Петрохимические особенности вулканитов показывают, что они относятся к типичной непрерывной серии с модой

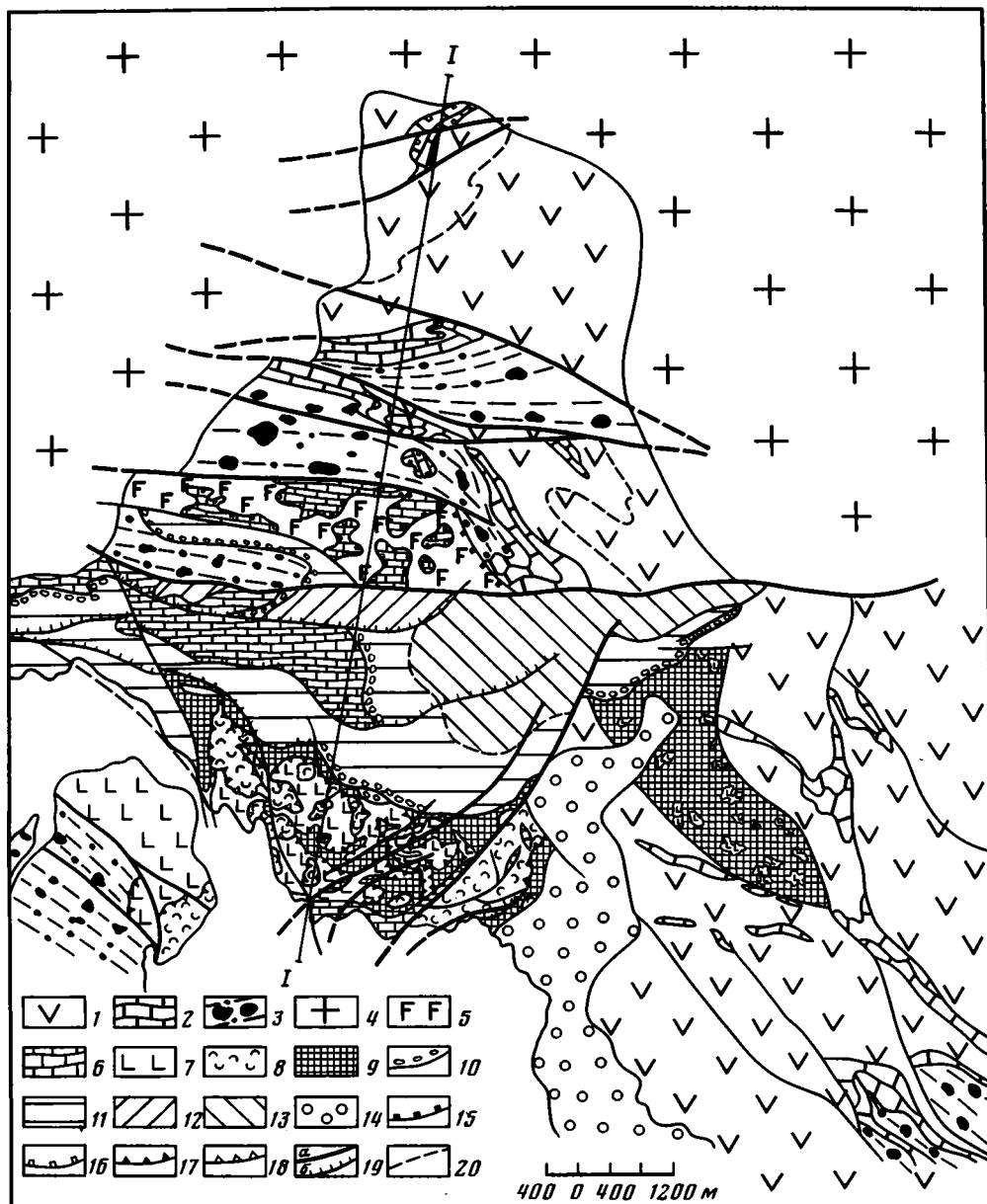


Рис. 24. Структурно-геологическая карта бассейна р. Ичитуин-Гол на южном склоне хребта Хан-Хухэй (Западная Монголия)

1—4 — автохтонные осадочно-вулканогенные (Є_1) и интрузивные (Є_{2-3}) образования: 1 — андезит-базальтовые порфириты и туфы, 2 — известняки с остатками археоциат, 3 — меланжированные олистостромы, конгломераты, гравелиты, песчаники, 4 — гранитонды; 5, 6 — нижний покров (V— Є_1): 5 — спилит-кератофировые лавы и туфы, 6 — массивные известняки с остатками археоциат и прослоями кремнистых пород; 7—9 — верхний покров (V— Є_1): 7 — меланжированные спилитовые лавы и туфы, 8 — кремнистые породы, 9 — полимиктовый серпентинитовый меланж; 10—13 — неоавтохтон (D_1): 10 — базальные конгломераты, 11 — красноцветные и пестроцветные полимиктовые песчаники и алевролиты, 12 — базальтонды, 13 — липаритовые порфириты; 14 — юрские конгломераты; 15—19 — разломы: 15 — тектоническое основание нижнего покрова, 16 — тектоническое основание в верхней пластине нижнего покрова, 17 — тектоническое основание верхнего покрова, 18 — тектоническое основание верхней пластины верхнего покрова, 19 — крутопадающие разломы (а), надвиги (б); 20 — границы пачек и пластов



Рис. 25. Олистострома, завершающая разрез андезитовой формации. Южный склон хребта Хан-Хухэй, правобережье р. Ичитуин-Гол

в области андезито-базальтов. Для них характерны высокая глиноземистость, низкая титанистость и магнезиальность, что позволяет их относить к остро-водужным вулканитам [Хераскова и др., 1983].

Олистостромовая формация весьма характерна для верхов разрезов Хан-Хухэйской зоны. Там она нередко подстилает аллохтонные, чаще известняковые пластины. Матрица олистостромы представлена глинистыми или грубо-зернистыми песчаниками, насыщенными гравийным материалом. Они имеют нечеткую линзовидную или градационную слоистость с мощностью ритмов 20—50 см. Иногда в переслаивании участвуют песчаные и археоциатовые известняки с остатками археоциат ботомского яруса (определения А.Ю. Журавлева). Они образуют невыдержанные пласты, редко достигающие мощности 20—50 м. В эту массу без признаков сортировки погружены гальки, валуны и глыбы от 2 см до 15 м и более (обычно до 2,5 м) археоциатовых, онколитовых и песчаных известняков, доломитов, кремней, кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых туффилов, спилитов, порфирилов, очень редко гранитоидов, кератофилов (рис. 25). Мощность олистостромовой толщи 100—250 м, но иногда достигает 600 м.

Обе, андезитовая и олистостромовая, формации смяты в узкие линейные складки преимущественно северо-западного простирания с заметно ундулирующими шарнирами (рис. 26). На эти структуры с юго-запада надвинуты два тектонических покрова (рис. 27). Нижний из них включает нижнюю, "спилито-кератофировую" и верхнюю, "кремнисто-карбонатную" пластины, обычно перекрывающие олистострому, в которой заметно уменьшаются размеры и количество олистолитов по мере удаления от верхней пластины в глубь олистостромы. Определения остатков археоциат из известняков олистолитов и тектонической пластины показали, что они относятся к атдабанскому горизонту нижнего кембрия и, следовательно, несколько древнее ботомских известняков матрицы олистостромы.

Верхний покров состоит из пластин, сложенных серпентинитовым меланжем



Рис. 26. Крутые изоклиналильные складки в известняках и туфогенных песчаниках верхней части разреза андезитовой формации автохтона. Хребет Хан-Хухэй, левый борт долины в верховьях р. Ичитуин-Гол

(рис. 28), спилитами и кремнистыми породами, тектонически перекрывающими нижний покров и (или) толщи автохтона. Весьма примечательно очень пологое залегание толщ, образующих покровы и пластины, несмотря на заметную их милонитизацию и меланжирование. Сопоставляя эти структуры с крутыми узкими складками автохтона, можно предположить, что сжатие в автохтоне приводило к напряженной складчатости, а в аллохтоне — к горизонтальному перемещению пластин и покровов. Все толщи пород автохтона и аллохтона прорваны средне-позднекембрийской плагногранит-гранодиоритовой интрузией таннуольского комплекса и вместе с ними стратиграфически перекрыты неавтохтоном — силурийско-девонской молассой. Позднее вся Хан-Хухэйская зона была разбита широкими крутопадающими взбросами на чешуи, надвинутые друг на друга с севера, т.е. навстречу направлению перемещения тектонических покровов (рис. 29). Представляется, что Хан-Хухэйская зона может служить типовым примером зоны тектонического скупивания, образовавшейся при шарьировании венд-нижнекембрийских офиолитовых покровов на близкий по возрасту островодужный комплекс [Дергунов, Лувсанданзан, 1984].

Возможно, островодужный комплекс Хан-Хухэйской зоны формировался на меланократовом основании, которое представлено крупными глыбами амфибли-



Рис. 27. Тектоническая пластина известняков аллохтона, полого перекрывающая крутопадающие пласты андезитовых туфов автохтона. Хребет Хан-Хухэй, левый борт долины в верховьях р. Ичитуин-Гол

тов в серпентинитовом меланже вместе с обломками этого комплекса. Однако на восточном окончании этой же зоны (р. Баян-Гол, южнее сомона Дзун-Хангай) разрез островодужного комплекса начинается толщей конгломератов с галькой из пород подстилающего основания. Выше по разрезу конгломераты чередуются с гравелитами, песчаниками, алевролитами и достигают мощности 1 км. Затем они сменяются липаритовыми порфирами и туфами, а затем толщей, в которой преобладают андезито-базальты, андезитовые порфириты, шаровые спилиты, изредка встречаются кремнистые туффиты и липаритовые порфиры. В целом эти вулканы составляют андезитовую формацию, близкую описанной выше, но образовавшуюся, по-видимому, на сиалическом основании. Поэтому можно предположить, что островодужный комплекс Хан-Хухэйской зоны частично формировался на меланократовом океаническом, частично сиалическом континентальном фундаменте, иначе говоря, непосредственно в зоне сопряжения океанической коры с континентальной.

Значительно большую территорию занимает островодужный венд-нижнекембрийский комплекс на востоке Тувы, где выделяется Таниуольско-Хамсаринская зона [Волков, 1970], сложенная преимущественно непрерывно дифференцированной серией щелочноземельных вулканитов [Лапин, 1970] в ассоциации



Рис. 28. Серпентинитовый меланж в основании верхнего покрова, видны глыбы гипербазитов, базальтоидов и известняков, Южный склон хребта Хан-Хухэй, правобережье долины р. Ичитуин-Гол

с разными осадочными породами. Преобладающая часть выходов островодужных вулканитов сосредоточена в хребте Восточный Таннуола и бассейне среднего течения р. Хамсара, причем различия в составе вулканитов на этих площадях позволяют выделять здесь Таннуольскую и Хамсаринскую подзоны.

Таннуольская подзона занимает территорию хребта Восточный Таннуола и примыкает с северо-запада к древнему Сангиленскому массиву, отделяясь от него Агардагским разломом. В составе вулканитов Таннуольской подзоны преобладают андезиты, меньше андезито-базальтов, причем больше половины вулканитов относится к пирокластам. Иногда, особенно в северо-восточной части подзоны, до одной трети их занимают риолито-дациты. Здесь же отмечаются значительные пачки карбонатных пород, которые выше сменяются терригенными. В целом для этой зоны характерен центральный тип извержений непрерывно диф-

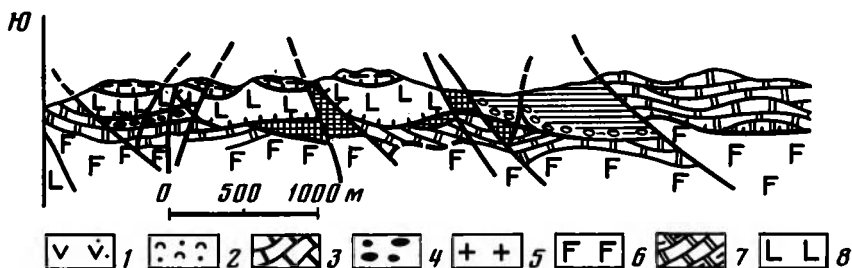


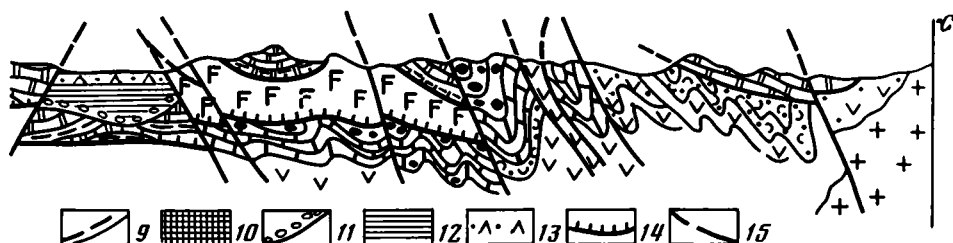
Рис. 29. Геологический профиль вдоль правого борта р. Ичитуин-Гол на южном склоне хребта Хан-Хухэй

1—5 — автохтонные осадочно-вулканогенные (E_1) и интрузивные (E_{2-3}) образования: 1 — андезитовые порфиры и туфы, 2 — туфогенные песчаники, 3 — известняки с остатками археоциатов, 4 — меланжированные олистостромы, конгломераты, гравелиты, 5 — гранитоиды; 6, 7 — нижний покров

ференцированных вулканитов, нередко представленных жерловыми фациями [Лапин, 1970].

В Хамсаринской подзоне, расположенной северо-восточнее, вулканиты преимущественно дацит-плагиориолитового, реже андезитового состава образуют мощную толщу в основании разреза (не менее 1,5—2 км). Изредка попадаются основные разности (базальты) и невыдержанные прослои песчанистых известняков. На правобережье р. Тапса на них лежат карбонатные породы, в основном массивные доломиты, нередко с онколитовыми прослоями; они слагают мощную толщу (0,4—0,5 км). Верхняя часть ее превращена в олистоstromу с карбонатной матрицей и доломитовыми глыбами, выше растет количество вулканогенного и терригенного материала и в матрице, и в виде обломков андезито-базальтов, их туфов, кварцевых плагиопорфиров, а также полимиктовых песчаников, которые преобладают в матрице. Олистолиты и олистоплаки карбонатных и вулканогенных пород достигают мощности 10—15 м, а вся олистоstromа — 150—250 м. Завершается разрез мощной толщей кремнистых туффитов, алевролитов и карбонатно-кремнистых песчаников, иногда с заметной градиционной слоистостью (собственно тапсинская свита) [Берзин, 1979].

В целом вулканогенные, карбонатные и кремнисто-терригенные отложения Таннуольско-Хамсаринской зоны весьма сходны с автохтонным островодужным комплексом пород Хан-Хухэйской зоны. Сближает их и тектоническое положение около древнего континентального обрамления, а также структурные соотношения с ним. Выше была дана краткая характеристика Хан-Хухэйской зоны скучивания, примыкающей с юго-запада к западному окончанию Сангиленского массива. С северо-западной стороны к нему же примыкает Шурмакская подзона [Волков, 1970], состоящая из спилитовых базальтоидов, андезитовых порфиров, кремнистых терригенных и карбонатных пород, а также многочисленных тел гипербазитов, причем соотношения между толщами этих пород очень сложные. Относительно крупные тела гипербазитов (Тарлашкинский и другие массивы) [Велинский и др., 1978] имеют форму пластин длиной до 10 км и мощностью 2 км и выходят за пределы Шурмакской подзоны южнее Агардакского разлома среди древних метаморфитов Сангиленского массива, вероятно в виде останцов офиолитовых покровов. Вполне возможно, что сложные соотношения спилитов с андезитами, гипербазитами и карбонатными породами также обусловлены здесь тектоническим скучиванием, как в Хан-Хухэйской зоне. Можно также предположить, что расположенная севернее Улугуйская зона имеет много общих черт строения с Шурмакской и занимает похожее структурное положение. Она, вероятно, также является аллохтоном, состоящим из тектонических покро-



(V—Є₁): 6 — спилитовые и кератофировые лавы и туфы, 7 — археоциатовые известняки с прослоями кремнистых пород; 8—10 — верхний покров (V—Є₁): 8 — меланжированные спилитовые лавы и туфы, 9 — кремнистые породы, 10 — серпентинитовый меланж; 11—13 — неоавтохтон (D₁): 11 — конгломераты, 12 — красноцветные песчаники и алевролиты, 13 — базальтоиды; 14, 15 — разломы: 14 — кембрийские шарьяжи, 15 — последовонские взбросы и сбросы

вов, в которых преобладают вулканы разного состава, ассоциирующие с многочисленными телами гипербазитов. Усиливают сходство Таннуольско-Хамсаринской и Хан-Хухэйской зон крупные массивы плагиогранит-гранодиоритового состава (Таннуольский комплекс), особенно широко развитые на восточной окраине Таннуольско-Хамсаринской зоны, которая, возможно, так же как Хан-Хухэйская, частично тектонически перекрывает восточное континентальное обрамление каледонид.

Таким образом, переходная "базальт-андезитовая" область, расположенная на приконтинентальной окраине палеоокеана, представлена двумя зонами, сложенными породами формаций венд-раннекембрийского островодужного вулканического комплекса. Для них особенно характерны андезитовые вулканы центрального типа извержений, рифогенные карбонатные породы и олистостры. Кроме того, в этих зонах в раннем—среднем кембрии получили развитие тектонические покровы, образующие крупные зоны тектонического скупивания на окраине континентального обрамления. Весьма вероятно, что мощное тектоническое скупивание вызвало массовое образование палингено-метасоматических гранитоидов, слагающих множество крупных батолитов средне-верхнекембрийского Таннуольского комплекса. Они завершают переходную стадию развития ранних каледонид (салаирид) и образование в них мощного гранитного слоя. С этого времени здесь начали развиваться межгорные впадины, заполнявшиеся орогенными формациями нижней молассы.

Важнейшим палеотектоническим элементом переходной стадии развития поздних каледонид, по-видимому, был реликтовый океанический бассейн, сохранявшийся в среднем—позднем кембрии в срединной части палеоокеана Центральной Азии [Дергунов и др., 1980а; Вознесенская, Дергунов, 1982]. В современных контурах к нему относится территория Западного Саяна, Горного и Монгольского Алтая. Севернее и восточнее этого бассейна, на окраинах территории каледонид, в это же время располагались неглубокие морские прогибы, заполнявшиеся мелководными осадками. Возможно, они были отделены от реликтового бассейна островными поднятиями Салаира, Кузнецкого Алатау, северного склона Западного Саяна и хребта Дарби в Западной Монголии, в которых постепенно затухал вулканизм [Дергунов, Херасков, 1982; Моссаковский, Дергунов, 1983; и др.].

Современными ограничениями сооружений, сложившихся на месте реликтового бассейна, служат Сарасинско-Курайский, южная часть Кузнецко-Алтайского, Северо-Саянский, Куртушибинский разломы в Алтае-Саянской области и Цаган-Шибетинский разлом в Западной Монголии. Этими разломами оконтурена огромная территория, близкая по форме к треугольнику, одна из вершин которого совпадает с восточным окончанием Западного Саяна, а его противоположной стороной служит линеамент, состоящий из Иртышской зоны смятия и ее продолжения в Южной Монголии в виде Булганского и других разломов. С востока на запад и с севера на юг эта территория протягивается примерно на 1 тыс. км, и всюду в ее пределах распространены по существу один и тот же набор терригенных пород: плагиоклаз-кварцевые или кварц-плагиоклазовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (рис. 30). Обычно они филлитизированы и нередко превращены в зеленые сланцы. Весьма примечательно почти полное отсутствие карбонатных и вулканогенных отложений.

Для терригенных пород характерна градационная слоистость флишевого типа с мощностью слоев от первых до 40—50 см, иногда до 0,8—1,2 м с двучленными ритмами: мелкий песок—алевролит; нередко в них вихревые текстуры подводного оползания, серии слоев (3—5 см) с тонкой горизонтальной, а также разно- и однонаправленной косой слоистостью и другие признаки текстур турбидитных потоков [Вознесенская, 1980; Вознесенская, Дергунов, 1982].

Только в верхних толщах терригенного комплекса становятся обычными поли-

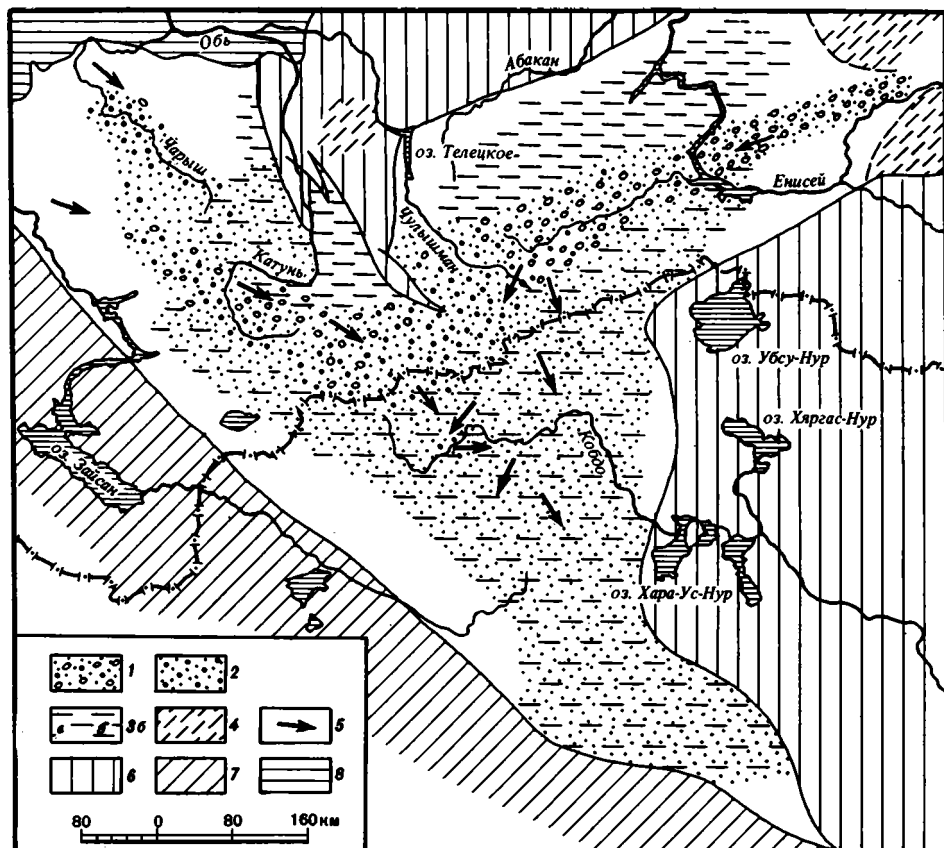


Рис. 30. Литолого-фациальная схема для позднего кембрия Алтае-Саянской области и Западной Монголии

Отложения позднечембрийского бассейна: 1—3 — батинальные осадки: 1 — каньонов (галечники, гравий, пески), 2 — вееров (пески разной зернистости, алевроиты), 3 — межканьонных пространств и равнин (а — мелкий песок, алевроиты, глины; б — алевроиты, глины с прослоями песков); 4 — мелководные терригенные осадки от крупных галечников до глин, оолитовые известняки; 5 — направление переноса обломочного материала; 6 — раннекаледонское и более древнее складчатое обрамление; 7 — герцинская складчатая область; 8 — кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты

миктовые отложения широкого гранулометрического спектра — от глинистых до гравийных (и галечных). Наряду с кварцем и полевыми шпатами здесь встречаются фрагменты силицитов, кварцитов, слюдяных сланцев, эффузивов, иногда гранитоидов. Эти породы чаще слагают крупные пласты (0,5—5 м), разделенные прослоями алевролитов, нередко окрашенных в красные и красно-бурые тона. В целом верхние толщи в отличие от нижних, по-видимому, накапливались не в глубоководных условиях при компенсации прогибания осадконакоплением преимущественно за счет размыва местных источников сноса.

В наиболее полных разрезах Горного и Монгольского Алтая и Западного Саяна терригенный комплекс делится обычно на три свиты: в нижней, преимущественно сланцевой преобладает аргиллитовый материал, в средней, флишоидной — песчано-алевролитовый, а верхней, полимиктовой — песчано-гравийный. Мощность каждой свиты не менее 1,5 км, а всего комплекса — 5—6 км. О его возрасте можно судить главным образом по стратиграфическому положению выше ниже-среднекембрийских и ниже ордовикских отложений [Тихонов, 1956; Дергунов, 1967; Ермаков и др., 1978]. Кроме того, в последние годы в Монгольском

Алтае на поверхностях некоторых пластов верхней свиты были обнаружены следы жизнедеятельности палеозойских червей [Вознесенская, Дергунов, 1982].

Такие текстурно-структурные особенности, как слабая обработка и сортировка материала, элементы турбидитной модели Бумы, а также отмеченные выше мелкая градационная и косая слоистость и текстуры подводного оползания свидетельствуют о преобладании турбидитного переноса материала и отложении его в огромной каньонно-верной системе в условиях относительно глубоководной лавинной седиментации. Об этом, кроме того, свидетельствуют: 1) бескарбонатность, которую нельзя объяснить холодным климатом, так как в соседних районах за пределами реликтового бассейна одновозрастные отложения в значительной мере состоят из известняков; 2) отсутствие бентосной фауны; при этом следует отметить, что обнаруженные здесь редкие спикулы губок и следы жизнедеятельности бесскелетных организмов встречаются в современных океанах и на абиссальных глубинах; 3) отсутствие текстур, характерных для мелководья при широкой распространённости турбидитных текстур.

Огромный объем (не менее 3 млн км³) этих однообразных полевошпат-кварцевых отложений исключает возможность их происхождения за счет размыва местных источников сноса. По всей вероятности, они принадлежат к особой формации, прозорливо названной Н.Н. Херасковым аллохтонной терригенной, образующейся за счет размыва внегеосинклинальных поднятий [Херасков, 1963; Дергунов, 1967].

Детальные исследования показали, что в северо-восточном направлении происходят некоторые изменения состава осадков, выраженные обогащением литическими фрагментами, т.е. в сторону их меньшей зрелости. В этом же направлении намечается увеличение мощности слоев в гранулометричном обломочного материала. Эти признаки позволяют считать, что источник сноса для пород терригенного комплекса находился северо-восточнее области накопления. Можно предполагать, что источниками служили крупные, интенсивно поднимавшиеся красные массивы древнего фундамента Сибирской платформы. Так, на месте Восточного Саяна в это время в позднем кембрии происходил глубокий размыв и накопление грубообломочного материала в редких межгорных впадинах (баджейская свита [Геологическое..., 1978]).

В конце кембрия наступила компенсация опускания реликтового океанического бассейна осадконакоплением. Среди осадков стали преобладать полимиктовые грубообломочные, нередко красноцветные породы местных источников сноса. Кроме того, в некоторых районах, особенно на окраинах бассейна, появились олистостромы с фрагментами разных пород, в том числе вулканитов и габбро-гипербазитов из подстилающей офиолитовой ассоциации. Они свидетельствуют об оживлении тектонических движений, особенно горизонтальных, вызвавших общее сжатие на всей территории бассейна [Дергунов, Херасков, 1985]. Оно привело к интенсивной, чаще линейной складчатости, одинаково напряженной у бортов и в его срединных частях.

Однако нередко можно видеть, что толщи, занимающие более низкое положение в разрезе терригенного комплекса, залегают значительно выше лежащих выше, в которых, как отмечалось, развиты крутые, узкие, нередко изоклинальные складки. Такое необычное положение крутых складок сверху, а пологих внизу было установлено во многих районах: на крыльях Арташской синклинали и в подстилающих ее толщах на востоке Горного Алтая (рис. 31) [Дергунов, 1967], синклиналях и разделяемых ими куполах Укокской зоны Горного Алтая (рис. 32, 33) [Волочкович, Леонтьев, 1964], в соседних районах Монгольского Алтая (рис. 34) [Дергунов и др., 1980а] и, наконец, на севере Центрально-Саянской зоны, в северном крыле Западно-Саянского синклинория (долина р. Оны) [Алтае-Саянская..., 1984]. Известны и другие районы с подобным соотношением крутых и пологих складчатых структур. Они показывают, что

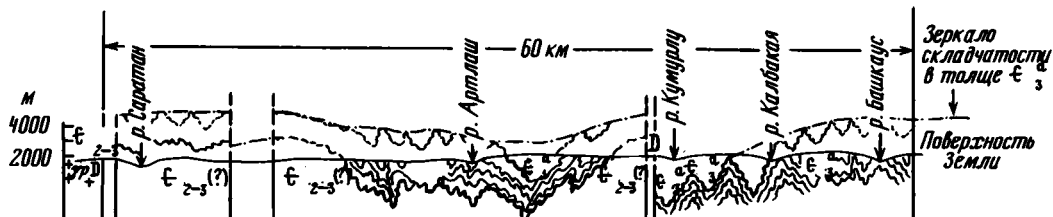


Рис. 31. Структурный профиль Башкауско-Дзулукульского грабен-синклиория

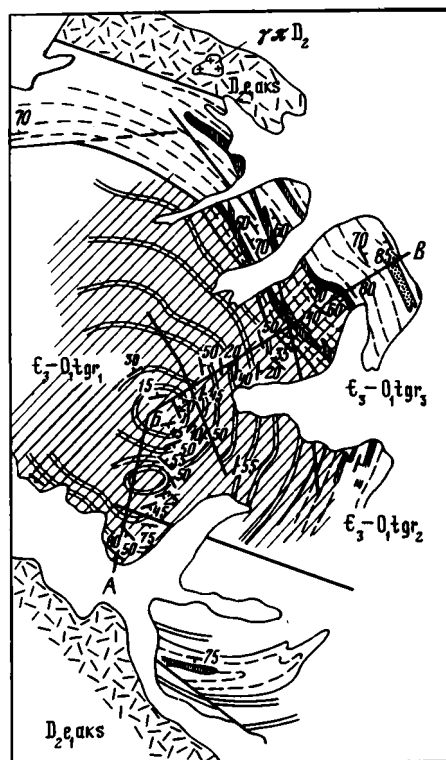


Рис. 32. Геологическая карта Катальского купола. Составил К.Л. Волочкович (1964 г.)

1 — четвертичные отложения; 2 — средний девон (аксайская свита) — кислые эффузивы и их туфы; 3—6 — верхний кембрий—тремадох (горноалтайская серия): 3 — верхняя свита — лиловые и зеленые песчаники, сланцы, 4 — средняя свита — серо-лиловые песчаники, прослои лиловых алевролитов, 5 — нижняя свита — серо-зеленые песчаники, алевролиты, 6 — прослои лиловых алевролитов; 7 — гранит-порфиры девонского возраста; 8 — зона интенсивного метаморфизма; 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания

такой кажущийся необычным стиль складчатости характерен для огромной территории, занятой мощным и однообразным терригенным комплексом пород. При этом породы верхних толщ, смятых в узкие крутые складки, обычно изменены слабее пород нижних полого лежащих толщ, которые очень часто превращены в зеленые сланцы. По всей вероятности, залегавшие на глубине, под мощными толщами отложений, терригенные породы подвергались воздействию более сильных давлений и температур, чем находившиеся ближе к поверхности. В результате породы нижних горизонтов превращались в зеленые сланцы повышенных давлений [Дук, 1982], причем действие сжимающих усилий вызывало в них деформации, при которых значительную роль играло течение материала. Таким образом, на глубине могли образоваться относительно пологие крупные структуры с очень сложными мелкими складками типа гофрировки и плейчатости. Такого рода деформации широко представлены в нижней толще терригенного комплекса на востоке Горного Алтая [Дергунов, 1967; Родыгин, 1979]. Верхние толщ, измененные обычно до филлитизированных алевролитов и песча-

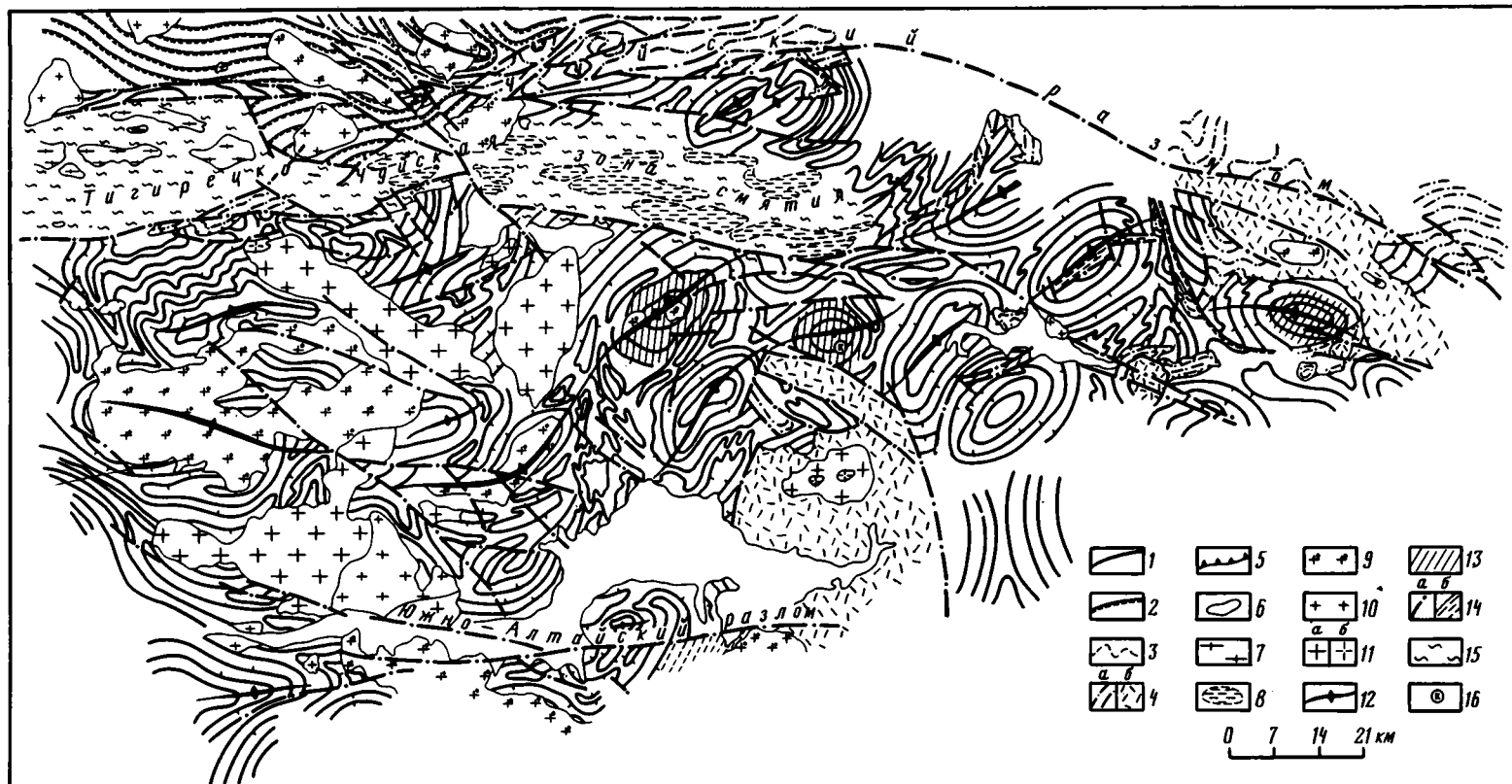


Рис. 33. Структурно-тектоническая схема юго-восточной части Горного Алтая. Составил К.Л. Волочкович [1964] (упрощено автором)

1 — Укокская антиклинальная зона, толщи нижнего структурного яруса (E_2-O_1t) (в изолиниях); 2 — Ануйско-Чуйский и Приаргунтский синклиальный прогиб, толщи среднего структурного яруса (O_2-S); 3, 4 — наложенные впадины (Калгутинская, Аксайская и др.); 3 — толщи среднего структурного яруса (O_2-S), 4 — толщи верхнего структурного яруса (D_1-C_1) с преобладанием осадочных (а) и вулканогенных (б) образований; 5 — границы структурного яруса; 6 — кайнозойские впадины; 7–11 — интрузивные комплексы (по

А.Н. Леонтьеву); 7 — нижне-среднепалеозойский комплекс синорогенных гранитоидов, 8 — поля пегматитов нижне-среднепалеозойского комплекса, 9 — девонский комплекс гранитоидов, 10 — раннегерцинский комплекс гранитоидов, 11 — позднегерцинский комплекс гранитоидов (γC_3-P) (а — порфировидные, б — лейкократовые); 12 — осевые линии антиклиналей; 13 — зоны регионального метаморфизма (характерны пльчатость, кварц-карбонатная послойная инъекция); 14 — разломы (а), зоны расщепления (б); 15 — глубокометаморфизованные образования (гнейсы, кристаллические сланцы) Тигирецко-Чуйской зоны смятия; 16 — Катальский купол

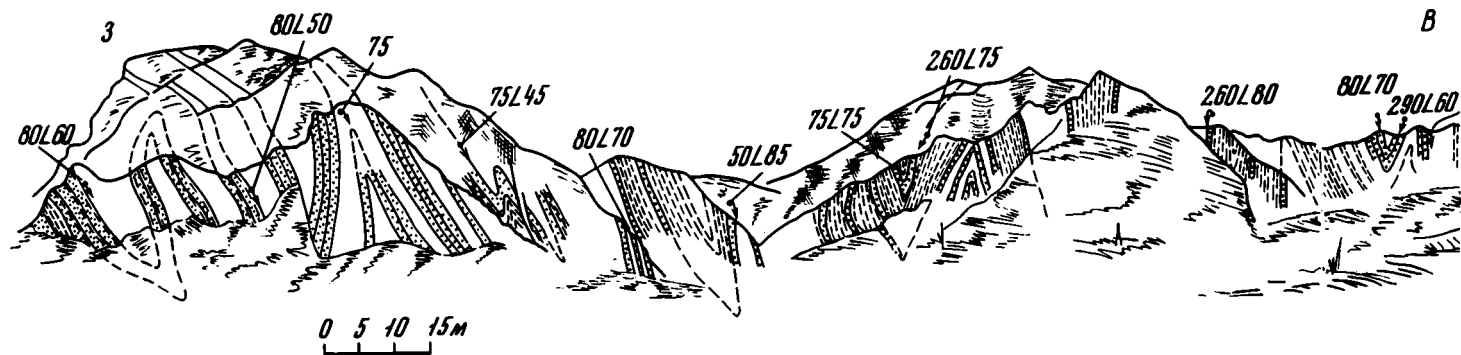


Рис. 34. Структурный профиль среднекембрийско-нижнеордовикской толщи, сложенной песчаниками и алевролитами, в северной части Кобдинской подзоны (северный борт котловины оз. Ачит-Нур, левый борт долины р. Хув-Ус-Гол). Хорошо видны узкие линейные, нередко изоклинные складки

ников, деформировались главным образом под действием сжимающих горизонтальных усилий в линейные складки с крутопадающими крыльями. Характерно, что развитые в них мелкие, осложняющие складки многих порядков вплоть до гофрировки и пloyчатости, также являются линейными, подобными более крупным.

Естественно предположить, что между верхней зоной крутых линейных складок и нижней зоной пологих структур, осложненных гофрировкой и пloyчатостью, находится своеобразная разделяющая их структурно-метаморфическая поверхность, которая подчеркивает тектоническую дисгармонию между этими зонами. Значение этой поверхности чрезвычайно велико, так как ниже ее толщи пород, вероятно, деформировались и метаморфизовались в условиях повышенного литостатического давления и относительно высоких температур, причем весьма возможно, что они сокращались в объеме. Поэтому могла значительно сокращаться и площадь разделяющей структурно-метаморфической поверхности, способствуя равномерной передаче горизонтальных сжимающих усилий вышележащим толщам, деформируемым преимущественно под действием горизонтального стресса. Этим можно объяснить, что они у бортов и в срединных частях прогибов одинаково смяты в линейные складки с крутопадающими крыльями.

Весьма вероятно, что охарактеризованная тектоническая дисгармония представляет собой более общее явление — тектоническую расслоенность верхних горизонтов в некоторых сегментах земной коры.

В некоторых районах охарактеризованное тектоническое скупивание терригенных толщ, вероятно, сочеталось с шарьированием офиолитовых покровов, что приводило к еще большему росту мощности скученных масс, и тогда преобразование пород достигали эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фации. Нередко они сопровождалась фельдшпатизацией и мощным гранитообразованием. Такие явления известны, например, в курайской и абаканской частях Чулышманской зоны на стыке Горного Алтая и Западного Саяна [Дергунов, 1967], в Теректинской зоне [Дергунов, Херасков, 1985], в осевой части Монгольского Алатау [Дергунов и др., 1980a].

В результате этих тектонических процессов в начале ордовика замкнулась большая часть реликтового океанического бассейна, и в ней образовался новый гранитно-метаморфический слой земной коры. Таким путем сформировалась собственно каледонская глыбово-складчатая структура Чулышманской зоны, а также Холзунско-Чуйского (Горный Алтай) и Монгольско-Алтайского антиклинориев. В дальнейшем в их пределах развивались разрозненные Еринатская, Улаганская [Дергунов, 1967] и Урагнурская [Дергунов и др., 1980a] межгорные впадины, заполнявшиеся молассоидами и орогенными вулканитами.

Более поздние движения создали крупные куполообразные структуры, в которых, как и в других поднятиях, выходы зеленых и других метаморфических сланцев часто принимаются за "выступы древнего фундамента". Ограничивающая их сверху структурно-метаморфическая поверхность рассматривается как доказательство крупного "тектоно-денудационного перерыва" между ними и лежащими выше толщами [Родыгин, 1979; Лепезин, 1978; и др.], хотя обычные признаки размыва и несогласия здесь отсутствуют. Уместно подчеркнуть, что практически все эти "выступы фундамента" выделяются в пределах распространения именно средневерхнекембрийского терригенного комплекса, но их почему-то нет среди более древних отложений [Дергунов, Херасков, 1985].

На раннекаледонских (салаирских) окраинах Центральной Азии (за пределами реликтового бассейна) в среднем кембрии развивались мелководные морские прогибы, вероятно отделенные от реликтового океанического бассейна островодужными поднятиями. Такие прогибы существовали в начале среднего кембрия на месте Мрасского и Батеневского карбонатных массивов [Моссаковский, 1963], а также в виде карбонатно-терригенных впадин в Озерной зоне Запад-

ной Монголии [Дергунов и др., 1980а]. В конце среднего кембрия они появились и в пределах Катунского антиклинория (еландинская свита) [Винкман и др., 1964].

Ограничивающая северную окраину реликтового бассейна островная вулканическая дуга прослеживается от Салаира и Кузнецкого Алатау вдоль северного склона Западного Саяна. В пределах Салаира ее островодужный комплекс представлен основными и средними эффузивами, туфами и обломочными породами верхов среднего и низов верхнего кембрия (каменнобродская, орлиногорская и ариничевская свиты) [Фомичев, Алексеева, 1961]. Севернее Западного Саяна этот комплекс построен породами среднего—верхнего (?) кембрия Казыр-Кизирского водораздела (кизирская свита) [Моссаковский, 1963]. Кроме того, подобные комплексы островодужных вулканогенных пород известны в более внутренних частях салаирид. По мнению некоторых исследователей, они контролируются древними разломами, разделяющими блоки древних пород. Особенно широко среднекембрийские приразломные вулканы островодужного типа развиты в Кузнецком Алатау [Моссаковский, 1963; Волков, 1981]. В последние годы похожие комплексы островодужных вулканитов были установлены на южной окраине Озерной зоны Западной Монголии [Хераскова и др., 1985]. В позднем кембрии в пределах раннекаледонского, "салаирского", обрамления, по-видимому, развивались только редкие межгорные впадины, заполнявшиеся мелководными терригенными и карбонатно-терригенными молассоидами (кульбичская и другие свиты) [Винкман и др., 1964].

Таким образом, средне-верхнекембрийский этап развития реликтового океанического бассейна завершился мощным складчатым и покровным тектоническим скучиванием, но в то же время характеризовался пологими деформациями в породах нижних толщ терригенного комплекса. Менее измененные породы верхних толщ были смяты в узкие крутые складки, возникла характерная тектоническая дисгармония. В районах наибольшего скучивания проявилась ордовикская гранитизация, и был создан гранитно-метаморфический слой, присоединивший их к территории ранних каледонид. Можно предположить, что дальнейшее прогибание происходило именно в тех местах, где гранитно-метаморфический слой был меньшей мощности.

Наверно, в таких местах на ордовикско-силурийском этапе переходной стадии развития в Алтае-Саянской области сохранились два крупных остаточных прогиба, которые позднее преобразовались в Ануйско-Чуйский (Горный Алтай) и Западно-Саянский синклинии. Во время наибольшего погружения в силуре они значительно расширились и объединились с Уйменско-Лебедским и Хемчинско-Систигхемским прогибами соответственно, причем последние заложились на раннекаледонском основании. Ордовикско-силурийские прогибы заполнены преимущественно местными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а также глинистыми, известково-глинистыми сланцами и известняками, реже в них отлагались гравелиты и конгломераты. Количество известняков заметно увеличивается вверх по разрезу, поэтому в Ануйско-Чуйском, Чарышско-Инском и частично Западно-Саянском синклиниях верхний силур сложен мощными пачками массивных известняков [Тихонов, 1956; Зоненшайн, 1963].

Состав и строение этих ордовикско-силурийских толщ позволяет относить их к терригенно-карбонатной формации, накопившейся в условиях внутреннего моря за счет размыва окружающих поднятий. Во многих случаях можно проследить постепенный переход от этой формации по латерали к молассоидам соседних межгорных впадин [Волочкович, Леонтьев, 1964; Зоненшайн, 1963; Дергунов, 1965; и др.]. Терригенно-карбонатная формация завершает вертикальный ряд, отражая спокойные условия накопления во многих прогибах и выравнивание тектонического режима к концу силура в Алтае-Саянской области.

Основные черты структуры Ануйско-Чуйского и Западно-Саянского синкли-

нориев охарактеризованы многими исследователями [Тихонов, 1956; Зоненшайн, 1963; Дергунов, 1967; Сенников, 1977; Херасков, 1979; и др.], поэтому можно остановиться только на их более общих чертах и некоторых особенностях, установленных в последние годы [Бутов и др., 1979; Добрецов, 1985; Ляшенко, 1984; и др.]. Оба синклиория являются типичными линейными структурами и прослеживаются на 400—500 км, но имеют разные простирания: северо-западное "горно-алтайское" — Ануйско-Чуйский синклиорий, восток-северо-восточное — Западно-Саянский. Продольные ограничения обоих синклиориев представлены крутопадающими разломами, которые, вероятно, в некоторой мере совпадают с их первичными бортами. Во всяком случае, палеотектоническая зональность внутри синклиориев параллельна этим разломам и осям синклиориев и подчеркивает их конседиментационность.

Поперечные ограничения синклиориев, их центриклинальные замыкания выражены тоже довольно четко, особенно юго-восточное для Ануйско-Чуйского и юго-западное для Западно-Саянского, в которых видны схождения пластовых толщ и смена мелкозернистых осадков грубообломочными, подтверждающими конседиментационность этих замыканий. Северо-западное окончание Ануйско-Чуйского синклиория скрыто под кайнозойскими отложениями, а восточное, Западно-Саянское, очень ярко обозначено смыканием Северо-Саянского и Куртушибинского офиолитовых поясов. Однако не исключено, что это замыкание образовано поздними движениями, так как некоторые новые материалы позволяют предполагать, что первично Западно-Саянский прогиб продолжался на восток вплоть до Окинского прогиба Восточного Саяна [Бутов, 1985, 1986; Добрецов, 1985]. Так, в этом направлении, в среднем течении р. Бий-Хем, находится крупное поле измененных вулканогенных и терригенных пород (харальская серия), во многом сходных с венд-кембрийскими отложениями Западного Саяна. Еще восточнее располагается Окинский прогиб, выполненный измененными, преимущественно терригенными отложениями, также сходными с породами Западного Саяна и содержащими остатки ранне-среднепалеозойской фауны [Бутов и др., 1979; Катюха и др., 1980].

И, наконец, в строении Ильчирского офиолитового аллохтона, расположенного непосредственно к юго-востоку от Окинского прогиба, имеется много общего с Куртушибинским [Ляшенко, 1984], т.е. меланократовым основанием Западно-Саянского синклиория. Если это так, то территорию от восточного окончания Западно-Саянского синклиория до Восточно-Саянского массива можно рассматривать как зону тектонических покровов, среди которых в "окнах" выходят автохтонные толщи западносаянского типа. Массовое развитие в этом районе гранитоидов таннуольского комплекса (средний—верхний кембрий) и более молодого силурийско-девонского может косвенно указывать на проявление мощного тектонического сучивания, способствовавшего метаморфизму и гранитизации.

Покровное строение установлено для наиболее восточной части этой зоны, на юго-западе Восточного Саяна. Здесь, в районе Окинського синклиория и Ильчирского офиолитового аллохтона, тектонически совмещены два типа разрезов. В основании первого находятся метаморфиты архейско-раннепротерозойского фундамента Сибирской платформы, местами перекрытые терригенно-вулканогенными толщами, вероятно верхнерифейского возраста, на которые, в свою очередь, налегают фосфоритоносные терригенно-карбонатные венд-кембрийские отложения. Второй тип разрезов, близкий к западно-саянскому, начинается с офиолитов, в том числе с их габбро-гипербазитового основания, а затем идут спилито-диабазовая, кремнистая терригенно-туфогенная и андезито-базальтовая формации и, наконец, терригенные отложения нижнего—среднего палеозоя. В этом случае структуру Окинського синклиория можно представить как антиформу с среднепалеозойским терригенным ядром (автохтон) и венд-кембрийскими карбонатными крыльями (аллохтон) [Добрецов, 1985].

Пластовые ордовикско-силурийские толщи Западно-Саянского и Ануйско-Чуй-

ского синклинория обычно интенсивно смяты в полные линейные складки с крутопадающими ($50-70^\circ$, реже 80°) крыльями, размах которых чаще ограничивается первыми километрами. Заметна пологая ундуляция шарниров, иногда опрокинутое положение осевых плоскостей, особенно на окраинах прогибов, осложненных продольными взбросами [Тихонов, 1956; Дергунов, 1967; Херасков, 1979]. Кроме того, для синклинория характерна двусторонняя вергентность складчатости [Зоненшайн, 1963].

Складкообразование в ордовикско-силурийских прогибах, по-видимому, завершилось к концу силура, так как девонские отложения, как правило, выполняют наложенные структуры и заметно слабее дислоцированы. Эта складчатость привела к скучиванию терригенных пород, особенно в осевой части Западно-Саянского синклинория, где все толщи залегают очень круто и достигают большой вертикальной мощности. По всей вероятности, их нижняя часть была погружена на значительную глубину в зону высоких температур и давлений, где ее породы были сильно метаморфизованы, местами до зеленых сланцев, и подверглись гранитизации, особенно породы, близкие по составу к аркозам. С таким предположением согласуется преобладание сильнее метаморфизованных ордовикско-силурийских отложений именно в осевой части Западно-Саянского синклинория, а также очевидная приуроченность к ней многочисленных гранитоидных массивов поздне-силурийско-девонского возраста (большепорожский и джойский комплексы [Антонов, 1972]).

В Западной Монголии в ордовике и силуре также существовал крупный прогиб, определяющий самостоятельность Кобдинской палеотектонической зоны [Дергунов, Маркова, 1974а], однако он имеет совершенно иное выполнение, строение и, следовательно, другую тектоническую природу. Кобдинская зона прослеживается в долготном направлении между Монгольско-Алтайской и Озерной зонами примерно на 400 км, отделяясь от них разломами. На севере она выклинивается в районе оз. Ачит-Нур, а на юге сливается с герцинидами Южной Монголии (см. рис. 1).

Весьма разнообразные отложения, выполняющие прогиб, могут быть разделены на три формации: туфогенно-терригенную, лежащую несогласно с базальными конгломератами на терригенных отложениях среднего—верхнего кембрия; кремнисто-терригенную граптолитовую и базальт-андезитовую с рифогенными известняками. Остатки фауны позволяют ограничить возраст всех формаций верхним ордовиком—силуром. Они образуют вертикальный ряд общей мощностью до 3 км, свидетельствующий о накоплении в морском бассейне с островным вулканизмом. В северном направлении заметно изменяется состав отложений в сторону преобладания грубообломочных терригенных пород, и они становятся молассоидами. Такого же типа изменения происходят вкрест простирания, но здесь они более значительные и быстрые. Те и другие фациальные изменения подтверждают общую конседиментационность структуры Кобдинской зоны [Дергунов и др., 1980а].

Северная и южная части этой зоны имеют структуру крупных синклиналей, у которых лучше сохранились западные крылья, а восточные оборваны разломами типа взбросов или надвигов, по которым восточные блоки смещены на запад. Осложняющими структурами служат полные линейные складки (средний угол падения крыльев $40-60^\circ$). Можно считать, что Кобдинская зона сложилась на месте новообразованного деструктивного прогиба, наложенного на складчатые толщи среднего—верхнего кембрия и возникшего в результате локального разрушения только что созданного гранитно-метаморфического слоя. Деструкция вызвала как бы возвращение к предыдущему переходному ("островодужному") этапу в пределах ограниченного прогиба, возможно в связи с тектоническими процессами, происходившими в соседней Южно-Монгольской герцинской области [Дергунов, Херасков, 1982].

Наибольшее погружение Кобдинского прогиба в силуре, так же как Ануйско-Чуйского и Западно-Саянского, сопровождалось его расширением и образованием но-

вого силурийского прогиба, от которого сохранились только отдельные фрагменты в осевой части и на восточном склоне Монгольского Алтая [Дергунов и др., 1980а; и др.]. По ним установлено, что прогиб выполнялся преимущественно мелкозернистыми, часто известковистыми песчано-алевролитовыми отложениями с остатками брахиопод и трилобитов. Только на отдельных участках встречаются редкие пластовые тела базальтоидов.

В силурийском прогибе при прослеживании с юга на север еще резче выражена смена мелкозернистых осадков грубозернистыми, и на северном окончании в нем преобладают своеобразные кварцевые конгломераты, в которых большая часть гальки и зерен цемента представлена кварцем, ими обозначено северное замыкание прогиба в пределах Западной Монголии. Еще более заметна смена силурийских мелкозернистых отложений молассоидами вкост простирания, т.е. в этом силурийском прогибе проявляется та же направленность фациальных изменений при удалении от осевой части и от герцинид Южной Монголии.

Вероятно, можно считать, что эти прогибы были в конце ордовика и силура морскими заливами, отходившими от Южно-Монгольского герцинского бассейна. Прямым и независимым подтверждением этих представлений служат результаты изучения ордовикской и силурийской фауны, показывающие ее эндемичность и закономерное возрастание роли мелководных форм с юга на север в глубь каледонид [Розман, 1977].

За пределами охарактеризованных крупных остаточных и деструктивных прогибов ордовикско-силурийские отложения встречаются в небольших разрозненных мульдах и прогибах, наложенных на раннекаледонское складчатое основание с еще большими перерывами и несогласиями. Они формировались на месте межгорных впадин, выполненных преимущественно формациями орогенного класса — молассами и андезит-липаритовыми вулканидами. К ним относятся Еринатская и Улаганская наложенные мульды на сочленении Горного Алтая и Западного Саяна [Дергунов, 1967; Науменко, Гутак, 1982], грабены на севере Кузнецкого Алатау [Алабин, 1983], Урэгнурская и Чигиртайская мульды в Западной Монголии [Дергунов и др., 1980а]. Особенно характерна в этом отношении Чигиртайская мульда в Озерной зоне Западной Монголии, которую выполняют ордовикские, силурийские, нижнедевонские, среднедевонские и каменноугольные осадочные и вулканогенные формации орогенного класса, причем все они разделены отчетливыми перерывами и угловыми несогласиями (рис. 35).

В Еринатской мульде, кроме ордовикских, установлены также силурийские, верхнедевонские (?) ниже- и средне-верхнекаменноугольные молассоиды, несогласно перекрывающие друг друга. Устойчивые парагенетические связи разновозрастных формаций и необычная унаследованность развития таких типичных наложенных мульд очевидны и весьма оригинальны, но пока не имеют убедительного объяснения. Можно лишь предположить, что они, так же как остаточные прогибы, тяготеют к очень длительно, но прерывисто погружавшимся участкам земной коры, находившимся среди обширных и устойчивых поднятий суши (рис. 36).

В пределах этих наложенных мульд и прогибов преобладают неполные синклинали, флексуры, сундучные складки, распространены крутопадающие сдвиги, взбросы и сбросы, которые иногда сопровождаются специфическими складками волочения, т.е. для наложенных прогибов характерны германотипные деформации [Дергунов, Лувсанданзан, 1970, 1971].

В Кобдинской зоне Западной Монголии, сложившейся на месте деструктивного прогиба, формирование структур сопровождалось палингенно-метасоматическим образованием массивов габбро-диорит-плагногранитной формации. Она резко отличается от гранитоидных формаций соседней терригенной Монгольско-Алтайской зоны, но близка гранитоидам Озерной, преимущественно вулканогенной зоны. Эти особенности подтверждают зависимость состава гранитоидов от состава пород субстрата, в которых они образовались в результате метасоматоза

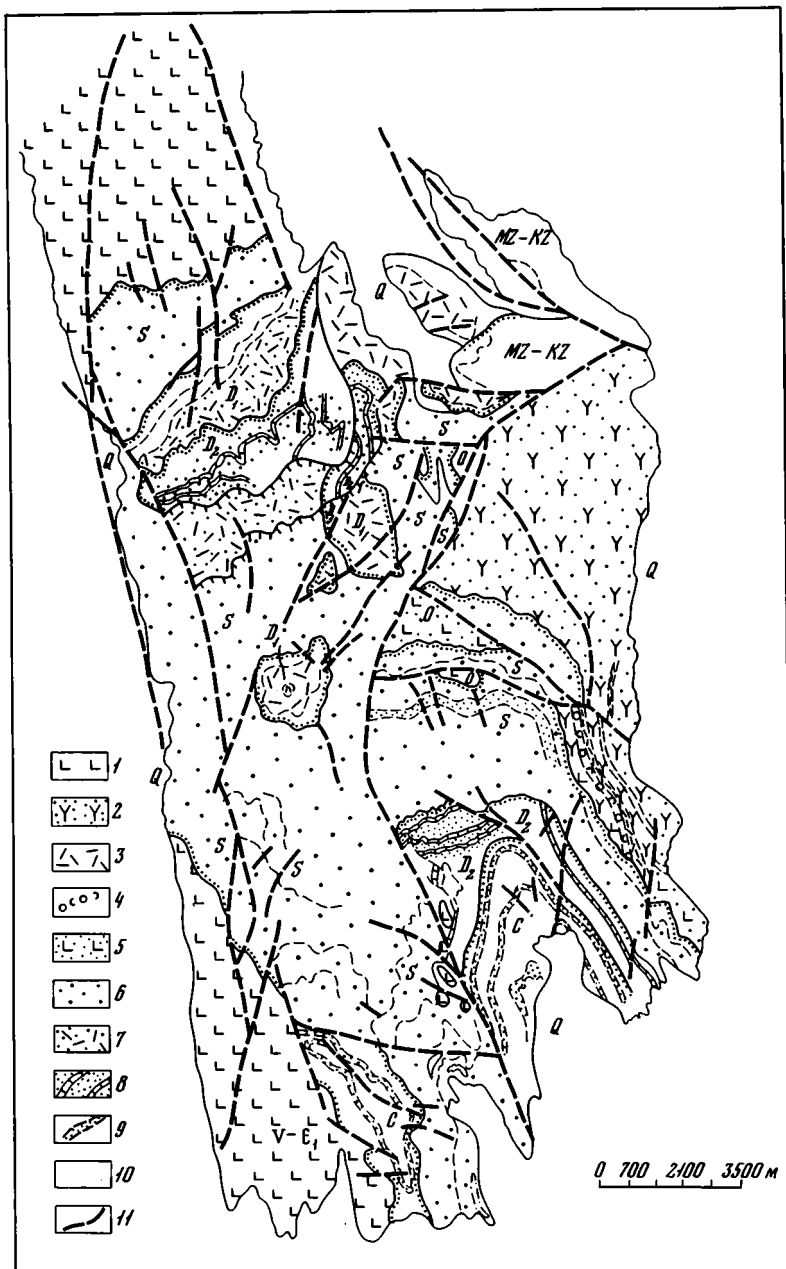


Рис. 35. Схематическая геологическая карта района гор Шаргат и Ургат, северный борт котловины оз. Хара-Ус-Нур, Чигиртайские мульды

1 — вулканогенные и карбонатные породы венд-нижнекембрийского комплекса; 2—5 — ордовикские (?) породы; 2 — лавы и туфы смешанного состава, 3 — лавы кислого состава, 4 — агломераты, 5 — лавы и туфы основного состава; 6 — силурийские красноцветные конгломераты и песчаники; 7 — нижнедевонские лавы и туфы кислого состава; 8 — среднедевонские известняково-терригенные отложения; 9 — нижнекарбонные красноцветные алевролиты и песчаники; 10 — рыхлые четвертичные отложения; 11 — разломы

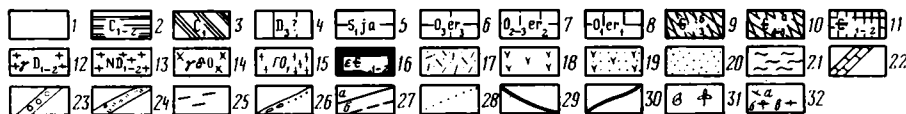


Рис. 36. Геологическая карта Еринатской мульды. Составили А.Б. Дергунов, В.С. Шульгина

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — каменноугольная система: 2 — нижний-средний отделы — темно-серые конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые алевролиты и сланцы, угли, 3 — нижний отдел — красные, лиловые и серые туфогенные алевролиты, туффиты, пепловые туфы, аркозовые песчаники и гравелиты, конгломераты, известняки; 4 — девонская система, верхний отдел (?) — серовато-лиловые полимиктовые песчаники, известняки, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 5 — силурийская система, ярышкольская свита — туфы и лавы кислого и среднего состава, песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты; 6—8 ордовикская система, еринатская свита: 6 — верхний отдел (верхняя подсвита) — андезитовые и дацитовые порфиры, их туфы, кварцевые порфиры, диабазы, известняки, серо-лиловые песчаники и алевролиты, 7 — средний-верхний отделы (средняя подсвита) — бордовые, лиловато-серые и серо-зеле-

и палингенеза. Весьма важно подчеркнуть, что породы габбро-диорит-плагногранитной формации постепенно омолаживаются с северо-востока на юго-запад, от раннекаледонской Озерной зоны в глубь позднекаледонской Кобдинской [Павленко и др., 1977].

Итак, формирование складчатых и разрывных структур в остаточных и деструктивных прогибах, по всей вероятности, происходило в условиях тектонического сжатия и привело к скучиванию выполняющего их материала. Выше отмечалось, что в глубинах средней части Западно-Саянского синклинория, как и в Кобдинской зоне, оно могло быть причиной метаморфических и палингенно-метасоматических процессов. Сформировавшиеся крупные гранитоидные массивы большепорожского и шапшальского комплексов обладают чертами батолитовой формации. Тяготеющие к периферическим частям батолитов интрузивные массивы преимущественно розовых гранитов, иногда граносиенитов и гранодиоритов джойского комплекса, вероятно, могут считаться комагматичными с ниже-среднедевонскими орогенными вулканитами [Антонов, 1972].

В Ануйско-Чуйском синклинории интенсивные движения продолжались и в девоне. Они привели к значительным складчатым деформациям не только ордовикско-силурских, но и девонских отложений, выполняющих наложенные прогибы, например Онгудайский. Значительно позже здесь начались также процессы гранитообразования — крупные массивы первого комплекса гранодиорит-тоналитовых батолитов прорывают даже живетские отложения [Кузнецов, 1964].

Таким образом, в ордовикско-силурийский этап развитием довольно различных тектонических структур (остаточных и деструктивных прогибов, а также наложенных впадин) завершилась переходная стадия каледонид Центральной Азии. Формирование основных складчатых сооружений на месте крупных прогибов привело к скучиванию выполнявшего их материала, которое сопровождалось метаморфизмом и палингенно-метасоматическим гранитообразованием. В результате "заросли" остаточные и новообразованные "окна" в гранитно-метаморфическом слое, и он, вероятно, впервые стал сплошным на всей территории каледонид Центральной Азии, которая в девоне вступила в последнюю континентальную стадию развития.

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ

Структуры и формации девонского и более молодого возраста характеризуют качественно новую, континентальную стадию развития каледонид. Почти все они относятся к единому орогенному типу и отражают относительно большую тектоническую однородность каледонид, чем на предыдущих стадиях, когда в них сосуществовали структуры и формации разных типов. Этой однородностью обу-

←
ные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, серые песчаники, "пудинги", конгломераты, 8 — нижний — средний отделы (нижняя подсвита) — лиловато-серые и серые песчаники, лиловые алевролиты и глинистые сланцы, конгломераты; 9, 10 — верхний кембрий: 9 — верхняя толща — серо-зеленые хлоритизированные песчаники, алевролиты, лиловые алевролиты, филлиты, 10 — нижняя толща — серо-зеленые хлоритизированные песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, кристаллические сланцы, гнейсы; 11 — нерасчлененные нижний и средний отделы кембрия — туфы кислого и среднего состава, песчаники, алевролиты, известняки, метаморфические сланцы; 12, 13 — ниже-среднедевонские интрузии: 12 — порфировидные граниты, 13 — габбро- и габбро-диориты; 14 — ордовикские гранодиориты, адамелиты; 15 — нижеордовикские разгнейсованные граниты; 16 — гипербазиты; 17 — ниже-среднекембрийские туфы кислого состава; 18 — лавы разного состава; 19 — туфы и лавы разного состава; 20 — контактовые роговики; 21 — гнейсы и кристаллические сланцы; 22 — известняки; 23 — конгломераты; 24 — маркирующий горизонт черных алевролитов и филлитов; 25 — гнейсоватость гранитов; 26 — границы несогласного залегания и базальные конгломераты; 27 — стратиграфические и интрузивные границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 28 — границы литологических разностей пород; 29 — линии наиболее крупных разломов; 30 — прочие разломы; 31 — места сборов фауны и флоры; 32 — залегание слоев: а — наклонное, б — опрокинутое, в — вертикальное

словлена единая закономерность в распределении орогенных вулканитов разного состава на всей территории каледонид, на которой они образуют огромные ареалы, расположенные симметрично по обе стороны от герцинской области: щелочноземельные — ближе к ней, щелочные — дальше [Моссаковский, 1975].

Общие и важные черты строения девонских структур и формаций установлены при изучении наиболее крупных прогибов Алтае-Саянской области. Из них самые представительные, детально и полно изученные — Минусинские впадины — расположены в ее северной части [Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963; Краснов, Степанов, 1964; и др.]. В ее центральной и юго-восточной частях тоже находятся крупные Уйменско-Лебедской [Белостоцкий, 1960; Сенников, 1962; и др.] и Тувинский [Клитин, 1960; Абрамович, 1962; и др.] прогибы. Менее крупные прогибы и грабены рассеяны по всей территории этой области.

В Западной Монголии девонские впадины тоже имеют широкое распространение, хотя обычно невелики по размерам [Дергунов, Лувсанданзан, 1970, 1971]. Их изучение позволило провести обоснованное тектоническое районирование и выявить главные особенности развития Западной Монголии в девоне [Дергунов и др., 1980а]. Кроме того, здесь были установлены прогибы нового класса — моногеосинклинали, образованные при деструкции каледонских структур [Дергунов и др., 1971; Дергунов, Херасков, 1982].

Минусинские межгорные впадины располагаются в пределах крупной современной депрессии, ограниченной с трех сторон хребтами Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саянов. Поперечными восточно-северо-восточными валлообразными поднятиями депрессия делится на Южно-Минусинскую, Сыда—Эрбинскую, Чебаково-Балахтинскую и Назаровскую впадины, ограниченные обычно разломами преимущественно северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений и приобретающие очертания, близкие к треугольным. Формирование Минусинских впадин делится на два этапа, которым соответствуют ниже-среднедевонский и среднедевонско-верхнепалеозойский структурные ярусы [Моссаковский, 1963].

Нижний ярус сложен породами красноцветно-вулканогенных формаций — базальтовой и порфировой, — перекрывающих нижнепалеозойский субстрат. Базальтовая выполняет среднюю часть Минусинских впадин, порфировая — краевую и широко распространена в пределах горных обрамлений. Базальтовая формация представлена долеритами, базальтами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и трахиандезитами, а также их туфами и вулканическими брекчиями. Меньшее значение имеют плагиопорфиры, красноцветные конгломераты и песчаники. Базальтовая формация образовалась в две фазы: сначала — лабрадоровые порфириты и трахиандезиты, затем — базальты и диабазовые порфириты [Лучицкий, 1960]. Мощность формации обычно изменяется от 1,5 до 2 км. Порфировая формация состоит из вулканитов смешанного состава: диабазов, андезитовых порфиритов, альбитофиров, ортофиров, кварцевых порфиритов, фельзитов, туфов и лавобрекчий. Реже встречаются красноцветные грубозернистые песчаники и конгломераты, однако они становятся преобладающими в юго-западной части Южно-Минусинской впадины (Абаканский прогиб). Мощность порфировой формации изменяется в широких пределах, достигая нередко 3 км. Породы обеих красноцветно-вулканогенных формаций образуют куполовидные и валлообразные поднятия и корытообразные прогибы с крутыми бортами и пологими сводами. На краях они осложнены брахиформными и линейными складками и разломами. Морфология структур ниже-среднедевонского яруса отчетливо отражает блоковые дислокации нижнепалеозойского основания.

Среднедевонско-верхнепалеозойский структурный ярус построен более сложно и представлен целым рядом последовательно сменяющих друг друга осадочных формаций, слагающих конседиментационные и наложенные штамповые структуры.

В основании этого ряда находится первая красноцветно-молассовая формация

живетского яруса среднего девона, несогласно перекрывающая структуры нижнего яруса, а местами — нижнепалеозойское основание. Она представлена неправильным чередованием прерывистых пластов и линз конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, для которых характерна плохая сортировка и окатанность обломков. Мощность резко меняется от 0 до 1200 м. Ее сменяет морская терригенная формация второй половины живета, состоящая из слоистых известняков, мергелей, аргиллитов, алевролитов, часто кремнистых, иногда содержащих туфогенный материал. На окраинах впадин встречаются гипсы и ангидриты. Мощность формации обычно остается в пределах 400—500 м, но может сокращаться на поднятиях до 100 м и увеличиваться в некоторых прогибах до 1000 м.

Вторая красноцветно-молассовая формация верхнего девона отличается от первой большим количеством мелкообломочного материала, лучшей его окатанностью и сортированностью, более устойчивой мощностью, достигающей 1000 м.

Отложения карбона начинаются морской кремнисто-терригенной формацией турнейского и визейского ярусов. Она представлена кремнистыми туфитами и туфами, песчаниками и известняками, реже встречаются конгломераты, алевролиты и аргиллиты, иногда фосфоритовые конкреции. Мощность ее до 1200 м. Завершает разрез Минусинских впадин угленосная формация среднего-верхнего карбона — перми, сложенная пачками пластов местами ритмично чередующихся песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и каменных углей, мощность которых иногда достигает 10—14 м. Максимальная мощность всей формации 1,7 км. Верхний структурный ярус характеризуется двумя разными по природе типами деформаций. Первый представлен длительно формировавшимися конседиментационными пологими антиклинальными поднятиями и синклиналиями прогибами неправильных очертаний, чаще несколько вытянутых в северо-восточном и северо-западном направлениях. Их строение осложняют пологие изометричные мульды и купола. Ко второму типу принадлежат штамповые структуры, возникшие в конце палеозоя. Это коробчатые складки и флексуры, морфология которых, вероятно, зависит от формы блоков нижнепалеозойского фундамента. Складчатые структуры на краях блоков могут быть осложнены небольшими дисгармоничными складками бокового сжатия и течения. Таким образом, состав формаций и основные особенности строения Минусинских впадин отражают блоковый характер движений нижнепалеозойского субстрата в основном по крутопадающим разломам [Моссаковский, 1963].

Главные и наиболее крупные черты строения Минусинских впадин и выполняющих их формаций в той или иной степени характерны и для других орогенных структур. Это сходство заметнее у более крупных прогибов, нередко сложенных почти всеми "минусинскими" формациями, и слабее у небольших впадин, в которых чаще представлена одна из формаций нижнего или верхнего структурного яруса. Крупный Тувинский прогиб располагается на юго-восточной окраине Алтае-Саянской области и небольшой частью заходит в Западную Монголию. В отличие от Минусинских впадин он как бы продолжает развитие ордовикско-силурийского Хемчикско-Систигхемского прогиба [Белостоцкий и др., 1959], в западной половине которого самая нижняя толща девона, по-видимому, составляет непрерывный разрез с силурийскими отложениями [Алтае-Саянская..., 1984]. Ось максимального прогибания самого Тувинского девонского прогиба заметно смещена к югу относительно Хемчикско-Систигхемского, а наиболее древние, ниже-среднедевонские, породы красноцветно-вулканогенной порфировой формации могут перекрывать силурийские отложения и выходить непосредственно на нижнепалеозойское складчатое основание. В Тувинском прогибе представлены практически все "минусинские" формации, но здесь они насыщены грубообломочным материалом, и поэтому почти все терригенные формации могут считаться молассовыми. Только часть живетских отложений, как и в других впадинах, сложена мелкозернистыми известково-песчанистыми породами. В середине прогиба

отсутствует разделение на структурные ярусы, и отложения девона и карбона образуют непрерывный разрез, однако мощность его достигает только 5—6 км, т.е. меньше, чем в Минусинских впадинах. Основные черты морфологии структур Тувинского прогиба и Минусинских впадин имеют много общего и отражают блоковый характер деформаций.

Крупнейший на востоке Горного Алтая Уйменско-Лебедской прогиб, протягивающийся в долготном направлении более чем на 250 км при ширине до 50—60 км, возник на раннепалеозойском (салаирском) складчатом основании [Белостоцкий и др., 1959; Сенников, 1962]. Девонские формации и структуры начали образовываться в нем после существенного перерыва и деформаций по новому структурному плану. Нужно отметить, что, несмотря на близость к Минусинским впадинам и непосредственное соединение с ними через Камгинский "пролив" [Дергунов, 1967] и Абаканский прогиб [Моссаковский, 1963], Уйменско-Лебедской прогиб больше отличается от этих впадин, чем Тувинский. Неодинаково построены также его южная, Уйменская, и северная, Лебедская, части, разделенные поперечным поднятием. В южной части красноцветная моласса нижнего девона несогласно ложится на ордовикские толщи и также перекрывается красноцветной вулканогенной формацией, которая охватывает верхи нижнего и весь средний девон, причем в ее нижней части преобладают вулканиты среднего, в верхней — кислого состава. В строении Уйменской части прогиба заметна явная асимметрия — крутой восточный и пологий западный борт, где среднедевонские вулканиты выходят далеко на запад на нижнепалеозойское основание. В северной, Лебедской, части прогиба, ордовикско-силурийские отложения перекрываются непосредственно верхнедевонской, преимущественно вулканогенной толщей, также соответствующей порфировой формации. Деформации на востоке Уйменской части прогиба представлены крутыми линейными складками и взбросами долготного простираения. К западу крутые складки постепенно сменяются пологими мульдобразными структурами, которые преобладают и в северной, Лебедской, части прогиба.

На западе Горного Алтая находится Коргонский прогиб, ограниченный с северо-восточной и юго-западной сторон крупными разломами, а с южной — многочисленными мелкими. Только на отдельных участках северного борта прогиба сохранилось стратиграфическое налегание девонских пород на разные толщи Ануйско-Чуйского синклинория. Практически весь прогиб выполнен породами порфировой формации, только вдоль его западной окраины есть выходы нижнедевонской молассы, а в восточной половине сохранились небольшие впадины, выполненные известково-песчаниковыми отложениями живетского яруса. Можно предположить, что ранее Коргонский прогиб перекрывал большую западную часть метаморфитов Теректинской зоны, об этом свидетельствует очень сложный, "зубчатый", контур его южного тектонического контакта с этой зоной, а также многочисленные останцы впадин и мелкие грабены, расположенные в ее пределах и выполненные породами порфировой формации.

Довольно крупные Усинские орогенные впадины известны в юго-восточной части Западного Саяна [Зоненшайн, 1963; и др.]. Они перекрывают разные структуры нижнего палеозоя и сложены породами нижне-среднедевонской порфировой и верхнедевонской молассовой формаций.

Кроме названных, многочисленные, но небольшие орогенные впадины и приразломные грабены распространены на всей территории Алтае—Саянской области и, как правило, выполнены только одной или двумя орогенными формациями. Однако некоторые из них располагаются в пределах более древних орогенных впадин, в том числе сложенных нижней молассой ордовика или силура, т.е. в их развитии проявляется унаследованность, как в Тувинском прогибе. Например, в зоне сочленения Горного Алтая и Западного Саяна находится ордовикская Еринатская мульда, средняя часть которой перекрыта последовательно двумя мелкими впадинами (см. рис. 36). Нижняя из них выполнена красноцветной молассой верхнего

девона, а верхняя — туфогенно-терригенной и угленосной молассой карбона [Дергунов, 1967].

Многие из отмеченных особенностей характерны для девонских и карбоновых орогенных структур Западной Монголии [Дергунов, Маркова, 1974б], хотя там нет таких крупных прогибов, как Уйменско-Лебедской или Минусинские впадины. Однако можно предположить, что породы порфировой формации, слагающие сейчас мелкие мульды и основание Делюно-Юстыдского прогиба, ранее выполняли довольно крупный наложенный прогиб на севере Монгольского Алтая. Строение крупных деструктивных Делюно-Юстыдского и Яматугольского прогибов, относимых к моногеосинклиналям [Дергунов и др., 1971], будут охарактеризованы ниже.

Прежде всего следует остановиться на описании нижнедевонских орогенных формаций, породы которых лежат в основании разрезов многих прогибов. В Яматугольском прогибе, расположенном на западной окраине Цаган-Шибетинской зоны, на ордовикских песчаниках несогласно лежат базальные конгломераты, начинающие разрез порфировой формации. Выше в ее составе преобладают базальтовые и андезитовые порфириты, их туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты, а затем кварцевые и бескварцевые порфириты и их туфы с прослоями и линзами известковистых песчаников, алевролитов и известняков, содержащих остатки фауны нижнего девона. В юго-восточной части этой же зоны (район оз. Хух-Нур) разрез девона начинается красноцветная моласса, прослои известковистых песчаников в которой также содержат остатки фауны определенно нижнедевонского возраста. В Монгольско-Алтайской зоне к этой же молассовой формации можно отнести терригенную грубообломочную толщу, которую в северной части Делюно-Юстыдского прогиба, в свою очередь, перекрывают средние и верхнедевонские отложения. Очень вероятно, что она является аналогом нижнедевонской молассы, подстилающей северную окраину этого прогиба в соседних районах Горного Алтая [Дергунов, 1967].

Среднедевонские, особенно эйфельские отложения — здесь преимущественно вулканы, смешанного состава, меньшее место в них принадлежит основным эффузивам и туфам, большее — средним и кислым вплоть до кварцевых порфиров и альбитофиров. По существу, в основании Делюно-Юстыдского и многих других прогибов Монгольско-Алтайской зоны находятся красноцветные вулканогенная порфирая и терригенная молассовая формации нижнего—среднего девона, так же как в соседних районах Алтая—Саянской области. Соотношения между ними сложные и разнообразные — они могут встречаться разрозненно и совместно, сменяя друг друга в разрезах или по латерали. Следует только отметить, что в южной половине Монгольско-Алтайской зоны наблюдается постепенное изменение состава этих формаций за счет обогащения все более мелкозернистыми и кремнистыми осадками, т.е. по мере приближения к герцинской области Южной Монголии ниже-среднедевонские орогенные формации становятся все более геосинклинальными.

Близкую к порфировой и молассовой формациям характеристику имеют ниже-среднедевонские отложения и в Озерной зоне. В ее северной части такие ниже-девонские вулканы известны очень давно. Они перекрывают силурийскую молассу на северо-западной окраине этой зоны (телинская свита) [Амантов, 1963], а также лежат непосредственно ("запечатывают") на тектонических покровах, сложенных венд-нижнекембрийскими офиолитами [Дергунов, Лувсанданзан, 1984]. Известны породы этих же формаций в составе одной из вложенных друг в друга разновозрастных Чигертэйских мульд расположенных в центральной части Озерной зоны [Дергунов и др., 1980а].

Наиболее типичные наложенные мульды, выполненные красноцветной порфировой формацией нижнего—среднего девона (преимущественно эйфельские), находятся в северной части Монгольско-Алтайской зоны: Ойгурингольская, Цаган-

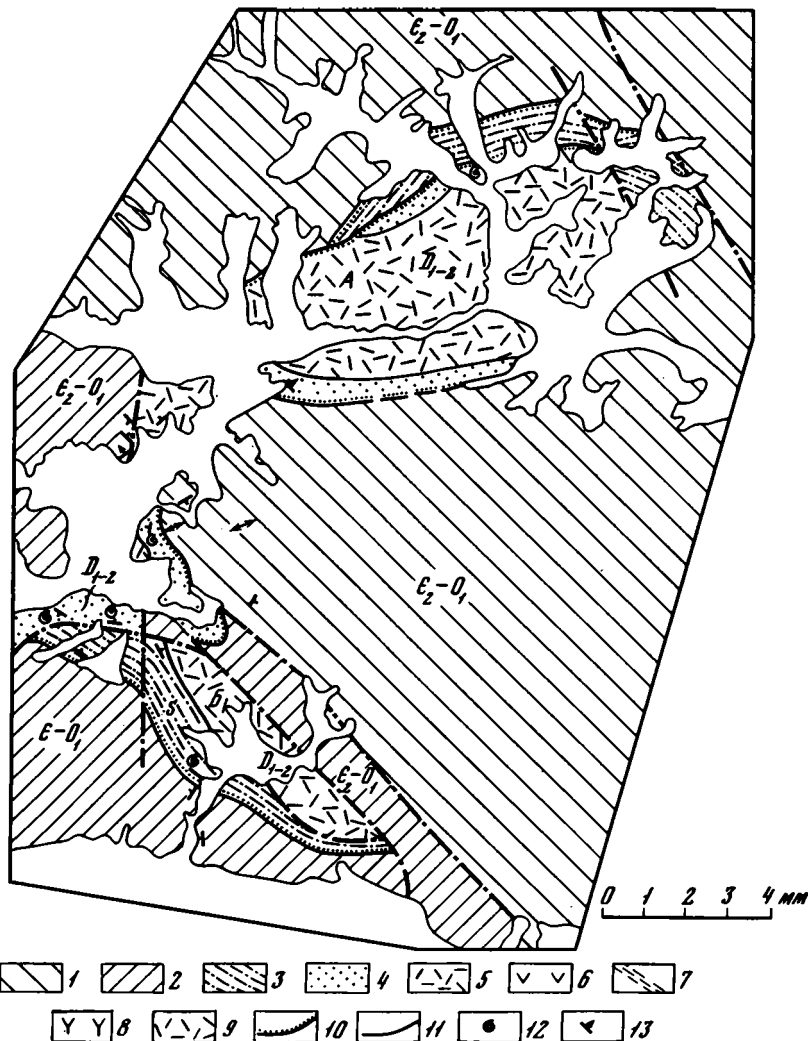


Рис. 37. Схематическая геологическая карта района верховьев рек Ойгурийн-Гол и Цаган-Гол
 А, Б — наложенные мульды: А — Ойгурийнгольская, Б — Цагангольская

1 — хлоритизированные песчаники и алевролиты средней толщи среднекембрийско-нижнеордовикского комплекса; 2 — песчаники и алевролиты верхней толщи того же комплекса; 3 — известковистые песчаники, алевролиты и известняки силурийского комплекса; 4—6 — породы ниже-среднедевонского комплекса: 4 — песчаники, 5 — лавы и туфы кислого состава, 6 — лавы и туфы среднего состава; 7—9 — средне-верхнедевонский комплекс: 7 — песчаники, конгломераты, 8 — лавы и туфы смешанного состава, 9 — лавы и туфы кислого состава; 10 — геологические границы несогласного залегания пород; 11 — разломы; 12 — места находок фауны; 13 — элементы залегания пород

гольская, Сагсайская и Байнтуинская мульды (рис. 37, 38) [Дергунов, Лувсанданзан, 1970, 1971]. Типовой может служить Ойгурийнгольская мульда, расположенная в верховьях одноименной реки. Она имеет овальную форму и протягивается на 20 км в широтном и 10 км в долготном направлениях, северный борт ее крутой, местами опрокинутый, южный — пологий. Асимметрия выражается и разным составом пород, слагающих северный и южный борта этой мульды: на севере разрез начинается базальной пачкой — конгломератами, косослоистыми красноцветными песчаниками, а также известковистыми песчаниками и линзами известня-



Рис. 38. Схематическая геологическая карта района верховьев р. Сагсай.
А, Б — наложенные мульды: А — Сагсайская, Б — Баинтуинская
Условные обозначения см. на рис. 37

ков, содержащими остатки эйфельских брахиопод. Мощность этой пачки около 250 м. Выше сначала идут кислые эффузивы и туфы в виде отдельных пластовых тел, а затем мощной (до 700 м) толщи. Базальная пачка с явным несогласием перекрывает толщу известкистых песчаников и алевролитов силура, но западнее она выклинивается, и здесь на кембро-ордовикские породы ложится непосредственно порфирировая формация. Пологий южный борт мульды составляет мощная пачка (200 м) конгломератов и туфоконгломератов, выше идут вулканиты кислого состава, но среди них появляется мощная (более 200 м) пачка андезитовых порфиритов и их туфов. Осложняющие складки и разломы (в основном взбросы) характерны для крутого северного борта мульды, в остальной части пласты пород относительно полого (20—40°) наклонены к центру мульды. Остальные девонские наложенные мульды Западной Монголии имеют близкую морфологическую и формационную характеристику, но в Баинтуинской мульде породы имеют более молодой, живет-франкий возраст.

Примером наложенных мульд, выполненных красноцветной туфогенно-терригенной формацией нижнего карбона (турне) и угленосной молассой среднего—верхнего карбона, может служить Байримская мульда на северо-восточной окраине Кобдинской зоны (рис. 39). Она имеет угловатое, почти квадратное очертание,

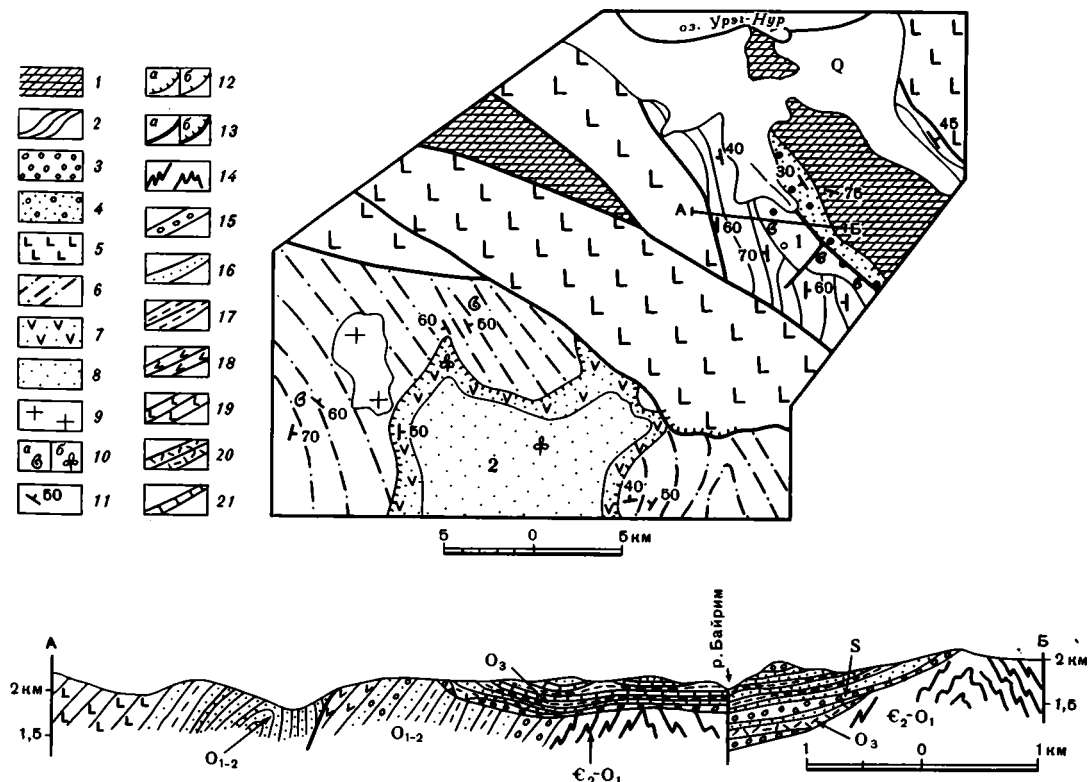


Рис. 39. Схематическая геологическая карта района юго-западного склона хребта Байрим и южного борта котловины оз. Ург-Нур, Байримская и Ургнурская мульды

1 — хлоритизированные осадочные породы и мраморы среднекембрийско-нижнеордовикского комплекса; 2 — вулканогенные и терригенные породы нижне-среднеордовикского комплекса; 3 — вулканогенные и терригенно-карбонатные породы верхнеордовикского комплекса; 4 — терригенные породы силурийского комплекса; 5 — средние и основные вулканы нижнедевонского комплекса; 6 — мелкозернистые осадочные "черносланцевые" породы нижне-среднедевонского комплекса; 7 — лавы и туфы смешанного состава, туфогенные песчаники нижнекарбонатового комплекса; 8 — угленосные песчано-алевролитовые отложения средне-верхнекаменноугольного комплекса; 9 — массивы гранитов; 10 — места сборов фауны (а) и флоры (б); 11 — элементы залегания; 12 — границы Байримской (а) и Ургнурской (б) наложенных мульд; 13 — разломы (а), в том числе надвиги (б). Условные обозначения к профилю: 14 — хлорит-серицитовые сланцы; 15 — конгломераты; 16 — песчаники; 17 — алевролиты; 18—20 — туфы и лавы: 18 — среднего состава, 19 — основного состава, 20 — кислого состава; 21 — известняки

достигая в поперечнике 15 км. Ее борта сложены породами красноцветной туфогенно-терригенной формации, в основании которой несогласно, перекрывая нижне-среднедевонские породы, лежит пачка миндалекаменных базальтов (20 м), выше идут пепловые туфы, фельзиты, кварцевые порфиры (50 м), а потом разнообразные, преимущественно туфогенные, песчаники (более 300 м). Остатки флоры надежно обосновывают раннекарбонатовый (турне) возраст этой формации.

Средне-верхнекарбонатовая угленосная моласса занимает срединную часть этой же Байримской мульды. Она перекрывает нижнекарбонатовую формацию с небольшим угловым несогласием несмотря на почти параллельное положение их контуров. Она как бы вложена в нижнекарбонатовую межгорную впадину параллельно ее ограничениям. В строении угленосной молассы участвуют три близкие по мощности пачки пород: нижняя сложена преимущественно кварцевыми конгломератами и гравелитами, средняя — песчаниками и углистыми алевролитами, верхняя — пес-

чаниками, углистыми алевролитами, сланцами и каменными углями. Остатки флоры дают основание считать угленосную молассу средне-верхнекарбоновой.

В строении и развитии карбоновых и девонских впадин проявляется сходная тенденция — не очень заметное несогласие между ниже- и среднекарбовыми формациями в одних структурах усиливается в других и часто приводит к образованию отдельных ниже- или средне-верхнекарбовых впадин. Многие из этих впадин сохранились в виде односторонних грабенов и обычно тяготеют к крупным разломам, разделяющим тектонические зоны. Породами нижекарбовой туфогенно-терригенной формации заполнены, например, грабены на восточной окраине южной части Кобдинской зоны, а также в центральной части Монгольско-Алтайской зоны, где они прослеживаются от оз. Тал-Нур к оз. Толбо-Нур. Последние привлекают внимание обильными остатками морских брахиопод, а затем несогласным налеганием на структуры Делюно-Юстыдской моногеосинклинали, ограничивая, таким образом, возраст ее формирования ранним карбоном.

Породы той же туфогенно-терригенной формации выполняют верхнюю из разновозрастных, вложенный одна в другую Чигиртэйских мульд. Нижняя из них выполнена породами ордовикской липарит-андезитовой формации, перекрывающей древнейшие венд-нижекембрийские отложения Озерной зоны. На ордовикские вулканы с угловым несогласием ложится сначала мульда с молассой силура, на ней — мульды с ниже-среднедевонской порфиоровой, затем среднедевонской известково-песчаниковой формациями и, наконец, нижекарбовой туфогенно-терригенной. Характерно, что, несмотря на перерывы и несогласия между всеми перечисленными мульдами, в современной структуре они конформны и как бы вложены одна в другую (см. рис. 35).

Полнота набора орогенных формаций почти всех систем палеозоя, образующих Чигиртэйские мульды, позволяет предполагать, что они являются останком крупного прогиба, может быть первоначально соизмеримого с такими, как Тувинский или Уйменско-Лебедской. Конечно, это только предположение, и для его обоснования нужны специальные исследования, но трудно представить какой-либо другой столь локальный тектонический процесс, который бы на протяжении огромного интервала времени последовательно вкладывал небольшие межгорные впадины друг в друга с таким поразительным постоянством и точностью.

В начале этого раздела отмечалось, что девонское и более позднее развитие каледонид Центральной Азии характеризуется относительной тектонической однородностью. Из приведенной характеристики структур и формаций видно, насколько они разнообразны, хотя и относятся к единому орогенному этапу континентальной стадии. Кроме того, в девонское время развивались еще особые крупные прогибы, которые не принадлежат к классу орогенных ни по морфологии, ни по составу и строению выполняющих отложений. В каледонидах Центральной Азии такими прогибами являются Делюно-Юстыдский, Яматугольский и Южно-Алтайский, имеющие прямолинейные ограничения и прослеживающиеся от границы с герцинидами Южной Монголии в глубь каледонид. Особенности строения и формационного выполнения позволили отнести их к особому классу структур-моногеосинклиналей [Дергунов и др., 1971] (рис. 40).

Большая из них, Делюно-Юстыдская моногеосинклиналь, протягивается в северо-западном направлении вдоль хребта Монгольский Алтай и замыкается на юго-восточной окраине Горного Алтая, почти совпадая здесь с контуром Чуйской котловины. Длина моногеосинклинали около 600, ширина 30—60 км. Восточным ограничением служит Кобдинский и Толбонурский, а южным — Булганский разломы. Отдельные части моногеосинклинали описывали многие исследователи [Белостоцкий, 1960; Волочкович, Леонтьев, 1964; Дергунов, 1967; и др.]. Потом они были объединены в единый прогиб особого рода — моногеосинклиналь [Дергунов и др., 1971; Дергунов, 1974].

Выполняющая прогиб мощная (до 6 км) относительно однообразная песчано-

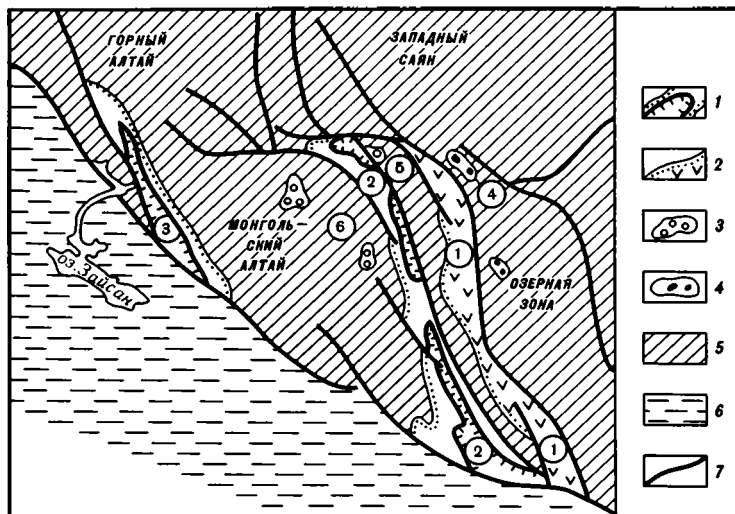


Рис. 40. Расположение деструктивных прогибов и одновозрастных наложенных впадин

1, 2 — деструктивные прогибы: 1 — средне-позднедевонские, 2 — позднеордовикско-силурийские; 3, 4 — наложенные впадины: 3 — средне-позднедевонские, 4 — позднеордовикско-силурийские; 5 — каледониды; 6 — герциниды; 7 — разломы. Цифры на схеме — прогибы: 1 — Кобдинский, 2 — Делюно-Юстыдский, 3 — Южно-Алтайский; впадины: 4 — Урэгнурская, 5 — Шарагобийская, 6 — Баинтуинская

алевритовая "черносланцевая" формация охватывает главным образом живетский и франкий ярусы среднего—верхнего девона, но местами, возможно, и несколько более широкий возрастной интервал. Практически на всем протяжении прогиба формация представлена серыми мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками и темно-серыми алевролитами и может быть уверенно отнесена к геосинклинальному классу (рис. 41).

С подстилающей порфировой формацией "черносланцевая" связана постепенными переходами через кремнисто-вулканическую пачку в большей нижней части моногеосинклинали. На севере она отделена резким несогласием, выходит за пределы распространения порфировой формации, перекрывая через собственную базальную пачку нижнепалеозойское основание, причем здесь сама "черносланцевая" формация замещается молассой. Сходные, но более резкие замещения происходят у бортов моногеосинклинали вкrest ее простираия, где проявляются грубообломочные, часто красноцветные породы и сокращается ее мощность главным образом за счет выпадения нижних горизонтов.

Внутренняя структура моногеосинклинали характеризуется напряженной линейной складчатостью, параллельной ее бортам. Падение пластов на крыльях складок 40—70°, без заметного выполаживания в осевой части, при этом протяженность складок во много раз превышает размах их крыльев (рис. 42). Время образования складок ограничивается налеганием нижнекарбоневой толщи.

Таким образом, определяющими чертами Делюно-Юстыдской моногеосинклинали являются: наложенные соотношения со складчатым основанием, линейная форма и крупные размеры соответствующего ей прогиба, большая мощность и геосинклинальный тип выполняющих формаций, слабо и медленно изменяющихся по простираию и быстро — вкrest его, полная линейная складчатость, параллельная бортам прогиба. Все эти признаки резко отличают Делюно-Юстыдский прогиб об орогенных впадин и прогибов и позволяют относить его к особому типу геосинклинальных прогибов — моногеосинклиналам [Дергунов и др., 1971].

Яматугольский прогиб представлен небольшим останком на западном склоне

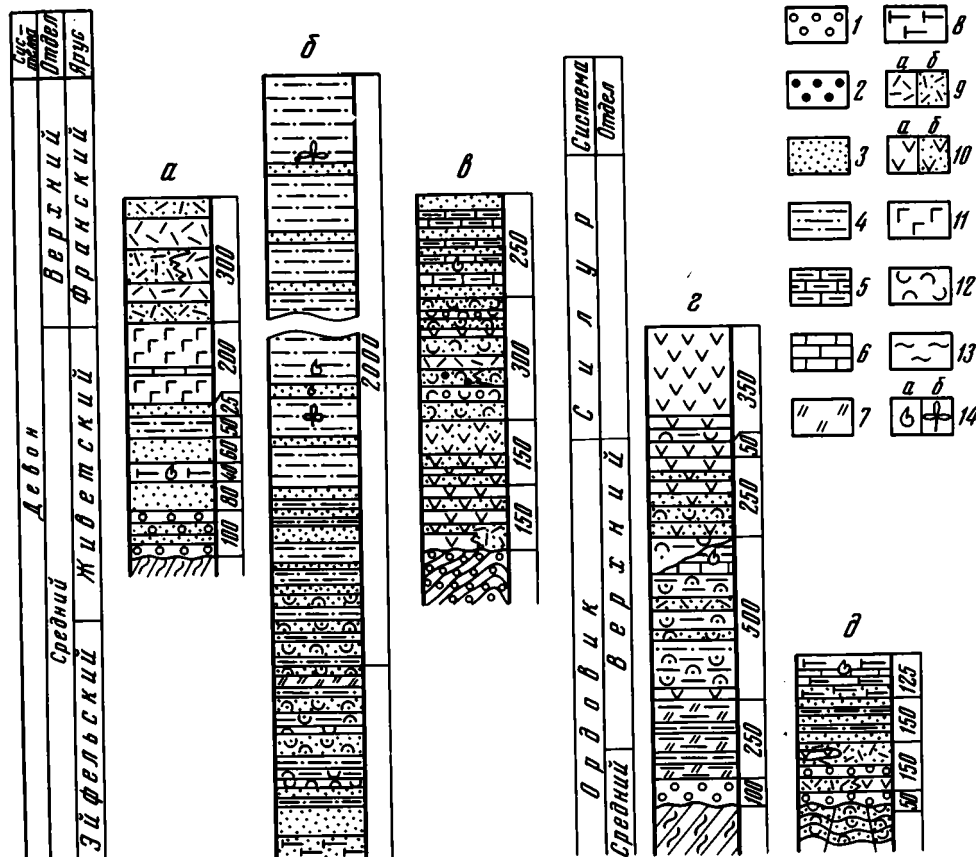


Рис. 41. Сопоставление разрезов деструктивных прогибов и наложенных впадин

а — Баикунтинская впадина, б — Делюно-Юстыдский прогиб, в — Шара-Гобийская впадина, г — Кобдинский прогиб, д — Урэгнурская впадина

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глинистые известняки; 6 — известняки; 7 — кремнистые породы разного состава; 8 — известковистые породы разного состава; 9 — 11 — лавы (а) и туфы (б) разного состава: 9 — кислого, 10 — среднего, 11 — основного; 12 — туфогенный материал в осадочных породах; 13 — хлорит-серицитовые сланцы; 14 — остатки фауны (а) и флоры (б)

хребта Байрим (см. рис. 40). Строение его, вероятно, имело те же особенности — на порфировую формацию несогласно ложится "черносланцевая", но в отличие от Делюно-Юстыдской моногеосинклинали здесь она имеет ниже-среднедевонский возраст. Трудно установить, являлся ли Яматугольский прогиб отдельной моногеосинклиналью или частью Делюно-Юстыдской. Во втором случае естественно предполагать, что ось наибольшего прогибания переместилась в среднем девоне с востока на запад.

Много общих черт строения с Делюно-Юстыдской моногеосинклиналью имеет Южно-Алтайский прогиб, расположенный между Холзунско-Чуйским антиклинорием и Рудным Алтаем (см. рис. 40). Он имеет тоже северо-западное простирание, также постепенно сужаясь и выклиниваясь по мере удаления от герцинид Зайсанской области. В его основании находится порфировая формация нижнего—среднего девона, которую сменяет сероцветная песчано-алевритовая среднего—верхнего девона (живет—фран) [Нехорошев, 1958, 1966]. Однако в начале карбона здесь возобновилось погружение и интенсивное накопление мелкозернистых известково-терригенных толщ, которое продолжалось до верхней половины визей-

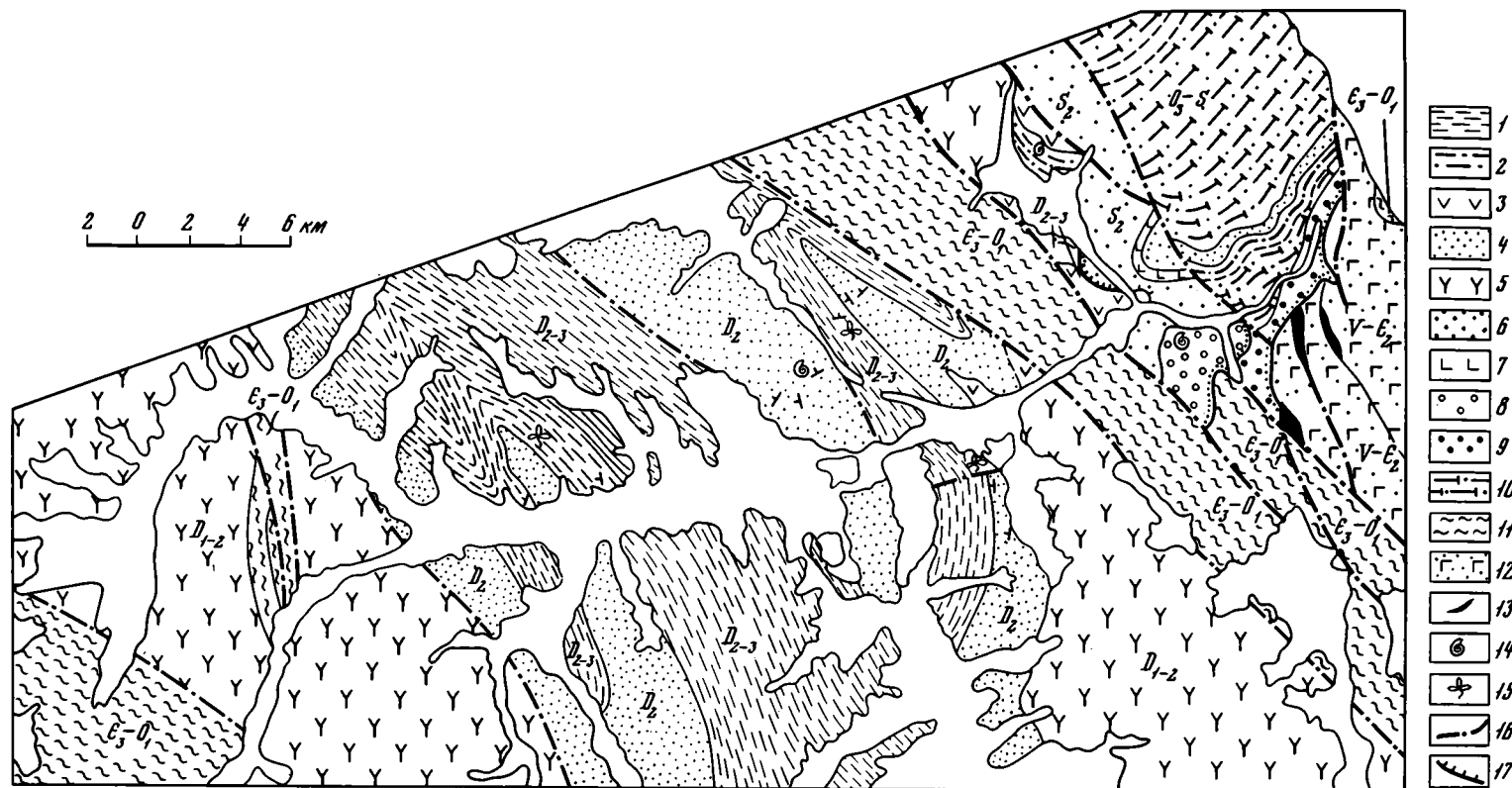


Рис. 42. Схематическая геологическая карта северной, цаганнурской, части Делюно-Юстыдской моногеосинклинали

1—3 — средне-верхнедевонские породы: 1 — алевролиты и тонкозернистые песчаники («черносланцевые» породы), 2 — песчаные известняки и песчаники, 3 — лавы и туфы среднего состава; 4 — среднедевонские (?) песчаники и алевролиты; 5 — нижне-среднедевонские лавы и туфы смешанного состава; 6—8 — грубообломочные отложения верхнесилурийского комплекса: 6 — грубозернистые, часто косослоистые песчаники с прослоями известковистых алевролитов и известняков, 7 — лавы основного состава, 8 — конгломераты; 9, 10 — породы ордовик-силурийского комплекса: 9 — конгломераты и грубозернистые песчаники, 10 — песчаники и алевролиты; 11 — хлоритизированные осадочные породы верхней толщи среднекембрийско-нижеордовикского комплекса; 12 — базальтоиды, кремнисто-туфогенные и терригенные породы венд-нижекембрийского комплекса; 13 — тела серпентинитов; 14, 15 — места сбора: 14 — фауны, 15 — флоры; 16 — крутопадающие разломы; 17 — надвиги

ского яруса, когда проявился интенсивный, преимущественно андезитовый, орогенный вулканизм.

Девонские прогибы — моногеосинклинали — были заложены и развивались на молодой, но уже сформированной каледонской континентальной коре одновременно с типичными межгорными впадинами орогенного типа. Однако моногеосинклинали возникли в результате локальной деструкции этой коры в пределах протяженных линейных зон, ограниченных крупными разломами. Деструкция сопровождалась растяжением, значительным погружением и заполнением образовавшихся прогибов сероцветными мелкозернистыми терригенными осадками большой мощности в течение относительно короткого, в основном живет-франского времени. По составу, строению и мощности их можно отнести к геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой ("черносланцевой") формации. В конце девона эти толщи были смяты в крутые линейные складки, параллельные бортам моногеосинклиналей, что, по-видимому, свидетельствует о сжатии и значительном сокращении площади прогибов.

Наиболее разнообразно и тектонически неоднородно строение Рудного Алтая, основу которого составляют кембро-ордовикские и девонские структуры и формации, по-существу такие же, как в соседнем с северо-востока каледонском Холзунско-Чуйском антиклинории Горного Алтая [Нехорошев, 1958, 1966; Моссаковский, 1975]. Однако в позднем девоне и карбоне в Рудном Алтае развивались другие оригинальные структуры и формации, особенно на его юго-западной окраине, примыкавшей к герцинской Зайсанской области, для которой Рудный Алтай служил в то время активно континентальной окраиной [Ротараш и др., 1982]. Сильное проявление герцинских движений и образование оригинальных формаций позволили многим исследователям относить Рудный Алтай к герцинидам [Кузнецов, 1954; Яковлев, 1960; и др.], хотя часто подчеркивалась геоантиклинальная или внешне-геосинклинальная природа его северной половины.

В строении Рудного Алтая обычно выделяются три структурных яруса: ордовикский (каледонский) с соответствующими (додевонскими) гранитоидами, девонско-раннекарбонный (раннегерцинский) и позднепалеозойский (позднегерцинский). Наиболее четко они выражены в северной половине Рудного Алтая, в пределах Алейского и Синюшинского антиклинориев и разделяющего их Быструшинского синклинория [Нехорошев, 1958, 1966]. По всей вероятности, нижний структурный ярус служит каледонским складчатым основанием для всего Рудного Алтая, так как его выходы известны далеко за пределами названных антиклинориев. Более того, главные тектонические элементы нижнего яруса — метатерригенные отложения, прорванные ордовикскими гранитоидами, являются также главными для Холзунско-Чуйского и других каледонских антиклинориев Центральной Азии, образовавшихся на месте реликтового океанического бассейна, заполненного средне-верхнекембрийскими терригенными отложениями. Как отмечалось выше, гранитно-метаморфический слой в этих антиклинориях, а следовательно, и на Рудном Алтае был образован уже в ордовике. От позднекаледонских синклинориев (Ануйско-Чуйский и др.) Рудный Алтай отличается также отсутствием в нижнем ярусе ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений.

На ордовикском складчатом основании Рудного Алтая после крупного перерыва с явным несогласием накапливались среднедевонские (эйфель) формации, начинающие разрез второго структурного яруса. Его грубообломочная базальная толща состоит преимущественно из терригенного, реже вулканогенного материала резко меняющейся мощности — от десятков до сотен метров. После "лосишенского" горизонта известковистых отложений с обильными остатками эйфельской фауны разрез продолжают вулканогенные породы преимущественно кварцальбитофирового и кварц-кератофирового составов, среди которых чаще в юго-западных районах появляются вулканиты среднего и даже основного составов. Однако в целом вулканитов кислого состава в 10 раз больше, чем основного [Чер-

нов, 1974]. Вулканогенные толщи можно отнести к порфировой формации, но часто они насыщаются слоями и пачками морских глинистых сланцев, песчаников, иногда известняков, и нередко осадочные породы становятся преобладающими. Мощность отложений, относимых к эйфелю, достигает 1—1,5 км.

Вулканогенная часть живетских отложений близка к эйфельским, но осадочных пород здесь еще больше, причем они становятся более крупнообломочными мелководными, и появляются аркозы, конгломераты и красноцветы. Максимальная мощность живетских отложений достигает 2 км.

Несмотря на заметные отличия, в разных районах Рудного Алтая среднедевонские отложения объединяются их вулканогенной частью, которую можно отнести к порфировой формации. Она с резким несогласием перекрывает складчатое основание, так же как в отмеченных выше антиклинориях Горного Алтая. Однако если в Горном Алтае они обычно ассоциируют с молассой, здесь преобладают морские глинистые и лагунно-морские известково-песчаные отложения. Петрохимические исследования показали, что на Рудном Алтае вулканиты этой формации принадлежат к каликатровой, а в соседних районах Горного Алтая — к калиевой серии [Чернов, 1974; Кузубный, 1975]. Эти изменения подтверждают закономерное положение среднедевонских орогенных вулканитов в составе краевого вулканического пояса [Моссаковский, 1975], который некоторые исследователи сравнивают с андийским [Филатов, Ширай, 1975; Ротараш и др., 1982]. Среднедевонские отложения выполняют конседиментационные прогибы, заметно увеличиваясь в мощности в их срединных частях. В пределах Алейского и Синюшинского антиклинориев, ядра которых представлены массивами ордовикских гранитоидов, среднедевонские толщи смяты в пологие складки. В Быструшинском синклинии, где мощности возрастают в несколько раз, распространены крутые линейные складки.

Как отмечалось, существенно отличаются более молодые верхнедевонско-нижнекарбонные, преимущественно вулканогенные отложения, протягивающиеся вдоль юго-западной окраины Рудного Алтая (пихтовская и тарханская свиты) [Нехорошев, 1958]. Вулканиты образуют типичную непрерывную, дифференцированную от базальтов до липаритов островодужную серию, в которой явно преобладают туфы и лавы андезитового состава. Заметное количество глинистых сланцев, вулканитовых песчаников и туффитов присутствует в составе формации в северо-западной части "пихтовской" зоны, а юго-восточнее р. Ульбы она почти целиком состоит из вулканогенных пород. К северо-востоку (Алейский антиклинорий, Быструшенский синклиний) андезитовая формация быстро сменяется одновозрастной терригенной с аркозами, а юго-западнее, в калбинской части Зайсанской области, — тонкозернистыми осадочными породами (глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, реже песчаники) глубоководной аспидной формации. На юго-восточной окраине "пихтовской" зоны андезитовая формация отделена от аспидной широкой зоной олистостром, меланжей и крупных тектонических пластин метаморфических пород. В целом верхнедевонские аспидная, олистостромовая и андезитовая формации образуют закономерный ряд зон северо-западного простиранья, которые, по всей вероятности, формировались соответственно на месте глубоководного желоба, внешнего склона островной вулканической дуги и самой андезитовой дуги, т.е. типичных структур активной континентальной окраины и океана. Северо-восточнее в это же время располагался мелководный задуговой бассейн [Ротараш и др., 1982].

Таким образом, в конце девона и начале карбона юго-западная часть Рудного Алтая находилась в специфических условиях, под мощным воздействием тектонических процессов в зоне перехода от континента к герцинскому океаническому бассейну, что обусловило отличие ее строения от остальной части каледонид. Только средне-верхнекарбонные отложения относятся здесь к угленосно-терригенной молассе, сходной с одновозрастными отложениями каледонид Горного Алтая.

Современные ограничения Рудного Алтая представлены широко известными

Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия, в пределах которых все породы, включая девонские и каменноугольные, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Широко развиты милонитизация, мигматизация, а также резко удлиненные массивы гранитоидов. Вероятно, большую роль на позднепалеозойском этапе развития этих тектонических зон играли движения по крутопадающим прямолинейным разломам с заметной правосторонней сдвиговой составляющей. Однако раньше, в позднем девоне, Иртышская зона, вероятно, совпадала с относительно полого погружающейся на северо-восток зоной Беньофа, по которой происходило пододвигание океанической коры Зайсанского герцинского палеоокеанического бассейна под каледонский континент. Такая палеотектоническая реконструкция подтверждается закономерным расположением палеотектонических зон: на западе — Колба-Нарымская — глубоководный желоб, восточнее — Иртышская зона — зона Беньофа, Пихтовская — вулканическая островная дуга и, наконец, задуговой мелководный бассейн (Быструшенский и другие прогибы). Вся система палеотектонических зон в целом является областью перехода от палеоокеана к активной континентальной окраине [Ротараш и др., 1982]. В этой структурной схеме находят объяснение давно известные положительные аномалии: Рубцовско-Алейская гравитационная [Горжевский, Иванкин, 1960] и магнитные, совпадающие с этой окраиной. Они могут быть связаны с меланократовыми породами океанической коры Зайсанской области, пододвинутыми под каледонскую сиалическую кору этой окраины. Возможно также, что с субдукцией связано гранитообразование, которое привело к "обрастанию" ордовикских плутонов массивами более молодых гранитоидов. Вместе их можно рассматривать как крупный гранитоидный вал, совпадающий с Алейским и Синюшинским антиклинориями и в целом параллельный общему северо-западному простиранию структур.

Итак, отмеченная выше тектоническая однородность каледонид Центральной Азии на девонском и более молодых этапах должна пониматься весьма относительно. Она касается главным образом структур и формаций, завершавших поступательное, "конструктивное" развитие каледонид и относящихся к одному, орогенному, классу. В то же время целый ряд структур и формаций, особенно располагающихся на юго-западе, возник в результате взаимодействия герцинид и каледонид, которое выразилось в образовании нескольких деструктивных прогибов — моногеосинклиналей (Делюно-Юстыдской, Южно-Алтайской и др.), а также вулканической островной дуги (Пихтовская зона Рудного Алтая) над зоной Заварицкого—Беньофа (Иртышская зона). Только верхнепалеозойские структуры и формации в основном становятся одинаковыми в каледонидах и герцинидах, отражая одинаковые условия развития их на континентальной коре.

ГРАНИТОИДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ

Начиная с девона и до конца палеозоя среди процессов, создававших континентальную кору в каледонидах, решающим стало гранитообразование. Оно охватило огромные площади и вместе с метаморфизмом вулканогенно-осадочных пород, по-видимому, имело сплошное распространение в недрах земной коры, завершая формирование ее гранитно-метаморфического слоя. Вскрытые массивы гранитоидов имеют разный состав, строение, возраст и соотношения с вмещающими породами, которые закономерно меняются в зависимости от положения массивов в разных тектонических зонах.

На Рудном Алтае относительно однообразные гранодиориты и плагнограниты ордовикских и среднедевонских плутонов, расположенные в метатерригенных раннепалеозойских толщах, сменяются последевонскими массивами, сложенными более разнообразными породами [Богданова, 1963]: габбро, габбро-диоритами, диоритами, плагногранитами и гранитами нескольких фаз змеиногор-

ского комплекса, а также гранодиоритами, гранитами и граносиенитами ленингорского и других комплексов. Среди метаморфических пород Иртышской зоны средне-верхнекарбоновые гнейсовидные граниты слагают узкие, но резко удлиненные вдоль этой зоны тела. В соседней Калбинской герцинской зоне относительно однообразные пермские порфировидные биотитовые и микроклиновые граниты слагают крупные плутоны среди мощных терригенных толщ. Они несколько вытянуты параллельно Иртышской зоне смятия. Следовательно, в относительно однообразных терригенных толщах нижнего палеозоя Рудного Алтая и верхнего палеозоя Калбинской зоны размещаются крупные, но близкие по составу плутоны, в то время как с разнообразными породами верхнего девона и карбона на Рудном Алтае связан чрезвычайно разнообразный набор гранитоидов.

За пределами Рудного Алтая в каледонидах Алтае-Саянской области и Западной Монголии орогенные девонские и более молодые гранитоиды в отличие от более древних встречаются во всех тектонических зонах. Напомним, что более древнее гранитообразование развивалось последовательно: в ранних каледонидах (салаиридах) — в среднем—позднем кембрии, в средних каледонидах — в ордовике, и поздних — в конце силура—начале девона. Эти гранитоиды завершали определенные этапы формирования коры в каждой зоне. Однако некоторые гранитоиды появились, вероятно, еще в самом начале преобразования меланократового основания офиолитов [Макарычев и др., 1983]. Так, в ранних каледонидах они известны даже в раннем кембрии. Но, по всей вероятности, они еще длительное время преобразовывались, все более приближаясь к составу гранитной эвтектики [Павленко и др., 1974]. Достаточно многочисленные определения абсолютного возраста гранитоидов Западной Монголии [Павленко и др., 1977; и др.] показывают, что гранитообразование происходило по крайней мере от ордовика до раннего мезозоя. Иначе говоря, процессы гранитообразования в недрах и накопление осадочно-вулканогенных орогенных формаций на поверхности близки по продолжительности, при этом пространственно они, по всей вероятности, не совпадали, так как осадочно-вулканогенные тяготеют к опущенным, а гранитоидные — к поднятым структурам. Поэтому сведения о строении и развитии гранитоидных формаций существенно дополняют наши знания о тектонических зонах, особенно тех, которые развивались как поднятия.

Наиболее широко девонско-верхнепалеозойские гранитоиды распространены в Западной Монголии, где им были посвящены специальные и многолетние исследования [Волочкович, Леонтьев, 1964; Хасин, 1971; Павленко и др., 1974; Павленко и др., 1977; Гаврилова, 1979; Дергунов и др., 1980а]. Особое место среди этих исследований занимают работы А.С. и В.С. Павленко, всесторонне изучавших гранитоидные массивы Западной Монголии, проводивших их формационное расчленение и установивших палингенно-метасоматическое происхождение, главным образом за счет вмещающих пород.

В каледонидах Западной Монголии гранитоидные формации были выделены В.С. Павленко по петрогеохимическим, структурным и текстурным признакам [Павленко и др., 1977; и др.], причем они оказались естественными комплексами гранитоидных массивов, приуроченными к определенным тектоническим зонам [Дергунов и др., 1980а]. Таким образом, формационное разделение гранитоидов, предложенное В.С. Павленко, имеет основательное и объективное подтверждение, так как сами тектонические зоны были выделены раньше и по другим, независимым геологическим признакам [Матросов 1969; Дергунов, Лувсанданзан, 1972; и др.]. Следовательно, гранитоидные формации, так же как и осадочно-вулканогенные, характеризуют строение и развитие каледонских тектонических зон, но главным образом их более глубоких горизонтов.

Итак, в каледонидах Западной Монголии выделены раннеорогенные габбро-диорит-плагиогранитная и гранодиорит-гранитная формации и орогенная гранит-щелочногранитоидная. Первая формация развита в Озерной, Цаганшибетин-

ской и Кобдинской зонах, вторая характерна для Алтайской, а третья, орогенная, распространена во всех зонах. Следует подчеркнуть также, что многие гранитоидные формации продолжали развиваться значительно дольше осадочных и вулканических на поверхности, характеризуя некоторые особенности наиболее поздних этапов формирования структурных зон.

В Озерной зоне преобладают гранитоиды габбро-диорит-плагиогранитной формации, особенно ее габбро-диоритовой субформации. Ее породами сложены Тохтогеншильский, Хан-Хухэйский, Чандаманьский и другие крупные массивы, удлиненные в соответствии с общим простираем структур. Вмещающими служат преимущественно вулканогенные породы основного и среднего составов. Структуры, текстуры и составы пород этой формации очень изменчивы, кроме того, в них много реститов вмещающих вулканитов, кремнистых и карбонатных пород. Наиболее распространены среди пород формации амфиболовые габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты, причем последние больше тяготеют к средней части plutонов. Между этими породами наблюдаются и постепенные фациальные переходы, и фазовые рвущие соотношения с прямой (гомодромной) и обратной последовательностью. Типичным для габбро-диоритовой субформации является Хан-Хухэйский массив, который простирается в широтном направлении вдоль одноименных хребта и зоны скупивания. Вмещающими и, вероятно, исходными породами для массива являются основные и средние вулканиты, кремнистые и карбонатные породы венд-нижнекембрийского возраста. Массивы габбро-диорит-плагиогранитной формации объединяются в тохтогеншильский комплекс — аналог таннуольского соседней Тувы. В Озерной зоне, так же как и в Туве, они, вероятно, начали формироваться в среднем—позднем кембрии, возможно, тогда же здесь было наиболее массовое гранитообразование. Однако, судя по определению абсолютного возраста, они продолжали формироваться еще долгое время, вплоть до раннего девона включительно. Постепенно разрастаясь в юго-западном направлении, а также к осевой части Хархиринского массива, они заняли почти всю территорию Хан-Хухэйской и Озерной зон [Павленко и др., 1977].

Непосредственно к западу от Озерной зоны находятся Цаган-Шибетинская и Кобдинская зоны, в строении которых существенное место занимают вулканиты среднего состава ордовикского и силурийского возрастов. Здесь преимущественное развитие получили массивы диорит-плагиогранитной субформации той же габбро-диорит-плагиогранитной формации. В Цаган-Шибетинской зоне это небольшие массивы роговообманковых диоритов, габбро-диоритов, плагиогранитов и адалитов, известные как тургенский комплекс [Гаврилова, 1975]. В Кобдинской зоне к этой же субформации относятся крупные массивы, сложенные преимущественно плагиогранитами, гранодиоритами, гранитами, реже диоритами. Это Прикобдинский, Алтан-Хухэйский, Дутский и другие менее крупные массивы. Они тяготеют к ограничивающим эту подзону разломам, вдоль которых вмещающие породы, в том числе ордовикские и силурийские, прогрессивно метаморфизованы до кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, мигматитов и даже метасоматических диоритов и плагиогранитов.

Типичен для диорит-плагиогранитной субформации Прикобдинский массив в районе г. Кобдо, протягивающийся в северо-западном направлении на 70 км при ширине 10 км. Он сложен главным образом гнейсовыми и порфировидными гранодиоритами и плагиогранитами, образующими полосы вдоль массива, несколько реже встречаются полосы гранитов и кварцевых диоритов. Весьма интересен разрез через восточный край массива, в 7 км западнее г. Кобдо, который начинается с метадиабазов и метаосадочных пород с порфиробластами плагиоклазов. Эти породы содержат тела метасоматических диоритов, а западнее сами сменяются метасоматическими гранодиоритами, пронизанными жилообразными выплавками гранитоидов, и, наконец, переходят в палингенные диориты и плагиограниты. Эти переходные фации гранитоидов прослеживаются в виде полос

шириной от 0,3—0,5 до 1—1,5 км вдоль контактов массива. Началось формирование массивов диорит-плагиогранитной субформации в Цаган-Шибетинской зоне с позднего ордовика. В силуре оно распространилось к югу на тектонические окраины Кобдинской зоны и, постепенно захватывая ее срединные части, завершилось только в карбоне на южном окончании. Конечно, такая интерпретация, основанная на определении абсолютного возраста, только предположительна, но она не противоречит геологическим данным. Например, на севере Цаган-Шибетинской зоны девонские толщи перекрывают, а на юге Кобдинской — сами прорываются гранитоидами этой субформации [Павленко и др., 1977; Дергунов и др., 1980а].

В Алтайской зоне, находящейся западнее других и сложенной породами одной терригенной флишеидной формации, развивались гранитоиды также только одной гранодиорит-гранитной формации. Ее многочисленные и крупные массивы приурочены обычно к ядрам антиклинальных структур и вместе с ними вытягиваются в северо-западном направлении. Сложены эти массивы, особенно в срединных частях, преимущественно автометасоматическими микроклинизированными плагиогранитами. Контакты с вмещающими породами часто четкие, с аресолами роговиков шириной до 1,5 км, но нередко они расплывчатые и достигают 15—20 км в ширину там, где вмещающие породы прогрессивно метаморфизованы, например на южном склоне Монгольского Алтая или в его северной осевой части. Такие же соотношения с гранитоидами известны в примыкающих районах Алтае-Саянской области, где к этой же формации относятся массивы плагиогранитов и гранитов, образованные в Курайской и Коныйско-Бедуйской зонах метаморфизма [Дергунов, 1967].

В средней и северной частях Алтайской зоны к гранодиорит-гранитной формации относятся крупнейшие плутоны Западной Монголии: Восточно-Булганский, Нарийнгольский, Толбонурский, Ундэр-Хэрхенский, Онхотинурский и другие массивы. Типичный для формации Восточно-Булганский массив протягивается в северо-западном направлении вдоль осевой части Монгольского Алтая более чем на 200 км при максимальной ширине 40 км. Он имеет извилистые контакты с превращенными в роговики терригенными породами, которые местами сопровождаются полосчатыми диоритоподобными породами с порфиробластами плагиоклаза. В массиве преобладают средне- и крупнозернистые порфириовидные (олигоклаз, микроклин, ортоклаз) биотитовые граниты и гранодиориты, для которых характерно развитие автометасоматических (альбит, микроклин, позднее ортоклаз и др.) минералов, а также рститы диоритового состава. На южном склоне Монгольского Алтая к этой же формации относятся мелкие штоки и линзовидные секущие тела лейкократовых гранитов, переходящих в пегматоидные разновидности. Возможно, они являются восточным продолжением пояса редкометалльных пегматитов Синьцзяна [Волочкович, Леонтьев, 1964].

Примером массивов, связанных с вмещающими породами постепенным переходом, может служить Онхотинурский, находящийся в северо-западной части Алтайской зоны. При пересечении юго-западного контакта массива наблюдаются сначала песчано-сланцевые породы с порфиробластами плагиоклазов, затем северо-восточнее — палингенные плагиограниты с порфиробластами калиевых полевых шпатов и жильными выплавками гранитоидов, потом метасоматические гранодиориты и плагиограниты. Эти породы чередуются в виде полос шириной 0,5—2 км. Наиболее древнее значение абсолютного возраста получено для пород из северных массивов, показывающее, что их формирование началось еще в ордовике [Гаврилова, 1975], т.е. так же, как в соседних районах Алтае-Саянской области [Дергунов, 1967]. Однако в Западной Монголии массовое гранитообразование охватило северную половину Алтайской зоны только в девоне и коррелируется с наиболее активным периодом развития Делюно-Юстыдской моногеосинклинали, к юго-западному борту которой оно особенно тяготеет. Позднее, до конца кар-

бона, гранитообразование постепенно расширялось в стороны и продвигалось к юго-восточному окончанию Алтайской зоны, в котором оно продолжалось даже в мезозое [Павленко и др., 1977]. Вполне вероятны существенные отступления от этой общей схемы развития гранитообразования. Но учитывая, что Алтайская зона является только южной частью огромной области, в которой граниты одной гранодиорит-гранитной формации развивались по мощной и однообразной терригенной толще, можно считать, что главная тенденция последовательного латерального гранитообразования от ордовикского на северо-востоке до позднепалеозойского на юго-западе этой области является весьма вероятной.

Орогенное гранитообразование в отличие от раннеорогенного начало развиваться только в девоне во всех каледонских зонах Западной Монголии, причем основным субстратом для него служили раннеорогенные гранитоиды. Орогенные гранитоиды представлены только одной гранит-щелочногранитоидной формацией, в которой преобладающими являются нормальные, субщелочные и щелочные граниты, нормальные и субщелочные сиениты порфиоровидной и равномерно-зернистой текстуры. Обычно они занимают среднюю часть массивов других формаций. Особенно широкое распространение орогенные гранитоиды получили в Кобдинской зоне, где они сопровождаются комагматичными эффузивами и образуют вулканоплутонический комплекс [Маркова, Павленко, 1972]. Наиболее крупным и типичным массивом гранит-щелочногранитоидной формации является Хархиринский, занимающий значительную часть северной половины Кобдинской подзоны. Протягиваясь на 130—140 км с юга на север при ширине 10—40 км, он располагается дискордантно к северо-западным тектоническим ограничениям этой подзоны, но нередко контуры массива изгибаются согласно с вмещающими породами. Главные фации массива — массивные розовые крупнозернистые и порфиоровидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты. Средне- и мелкозернистые граниты тяготеют к приконтактовым частям массива, где, кроме того, чаще встречаются реликты калишпатизированных гранитоидов раннеорогенной диорит-плагитогранитной формации, а также жильные выплавки аплитов. С осадочно-вулканогенными вмещающими породами контакты массива обычно резкие, через роговики, а с лейкократовыми разностями вмещающих гранитоидов — постепенные, через переходные фации метасоматитов.

Данные абсолютного возраста дают возможность считать, что в девоне орогенное гранитообразование охватило почти всю территорию Озерной и Цаган-Шибетинской зон Западной Монголии, в карбоне оно стало распространяться на окраины Кобдинской зоны и северную часть Алтайской зоны, а в конце палеозоя завершало в ней формирование крупных массивов раннеорогенных гранитоидов. Последовательное преобразование гранитоидов раннеорогенной формации, слагающих Хан-Хухэйский массив, началось также в девоне, но только вдоль его окраин, а закончилось в конце палеозоя в срединной части, подчиняясь как бы центростремительной тенденции формирования этого гранитоидного поднятия [Павленко и др., 1977]. Таким образом, орогенные гранитоиды Западной Монголии завершают общий процесс палеозойского гранитообразования, при этом тяготеют к наиболее крупным плутонам, заканчивая их формирование в виде своеобразных гранитоидных валов. Преимущественная приуроченность щелочных, богатых калием гранитоидов к вершинам этих валов позволяет предполагать, что они имеют очень глубокие корни, достигающие глубинных горизонтов земной коры, в которых преобразования пород происходили с выделением богатых калием компонентов.

Итак, наиболее важными чертами строения и развития гранитоидов Западной Монголии можно считать: 1) приуроченность определенных гранитоидных формаций к определенным вулканогенным, осадочным или гранитоидным формациям; 2) широкое развитие постепенных переходов вмещающих (исходных) пород сначала к измененным метасоматическим, а потом палингенным магматическим

гранитоидам; 3) существование постепенных фациальных переходов и секущих фазовых соотношений между одинаковыми разновидностями гранитоидов в пределах одних и тех же массивов; 4) признаки латерального распространения в юго-западном направлении гранитоидов раннеорогенных формаций и центростремительного развития орогенных гранитов, завершавших формирование палеозойских гранитоидных валов. Таким образом, по крайней мере для каледонид Центральной Азии представляется достаточно обоснованной концепция о происхождении гранитоидов за счет осадочных и вулканогенных пород в результате последовательных процессов тектонического скупивания, метаморфизма и палингенно-метасоматического преобразования их в пределах земной коры, приведших к созданию мощного гранитно-метаморфического слоя.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛЕДОНСКИХ СООРУЖЕНИЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Огромная территория Центральной Азии имеет сложное и разнообразное строение, а расположенные на ней каледонские складчатые сооружения — длительную историю формирования в разных, менявшихся с течением времени условиях. Тем не менее особенности строения этих сооружений показывают, что в процессе развития между ними существовали постоянные и закономерные связи, в том числе и на самом раннем, доступном для изучения венд-среднекембрийском этапе. Более того, именно тогда каледониды были наиболее однообразны в структурном и формационном отношении, так как преобладающая часть их была представлена породами офиолитовой ассоциации. Как установлено многочисленными исследователями, эта ассоциация пород образуется в условиях океанических и палеоокеанических бассейнов [Пейве, 1969; Книппер, 1975; Колман, 1979; Пейве и др., 1976; и др.]. Поэтому с самого начала развития каледониды Центральной Азии можно считать очень крупной, сложной, но единой палеотектонической областью — палеоокеаническим бассейном. Последующие этапы переходной стадии развития представлены более разнообразными формациями и структурами, закономерно связанными друг с другом. Заключительный, девонский, этап начинает континентальную стадию развития каледонид, в которой закономерные связи проявились не только между каледонскими, но и между каледонскими и герцинскими сооружениями [Моссаковский, 1975].

Вероятно, тогда же в девоне установились близкие к современным тектонические ограничения области каледонид Центральной Азии, которая до складчатости и других процессов тектонического скупивания несомненно занимала значительно большую территорию. Можно считать, что она простиралась далеко на юго-запад, за пределы современной границы с герцинидами, и, вероятно, в этом направлении каледонский бассейн Центральной Азии соединялся с Мировым палеоокеаном. Вместе с тем и в современных контурах площадь каледонид Центральной Азии с выходами офиолитов простирается с востока на запад и с севера на юг почти на 2000 км, т.е. по размерам сравнима с краевыми морями и другими крупными частями океанов, а также с соседними древней Сибирской и молодой Западно-Сибирской платформами. Поэтому область каледонид Центральной Азии можно считать одним из крупнейших тектонических элементов Земли. На его огромной территории сохранились структуры и формации, характеризующие закономерно связанные по латерали части палеоокеанического бассейна, а также этапы его преобразования в складчатую область.

Как отмечалось, каледонидами предлагается называть покровно-складчатые области, в которых в девоне завершилось преобразование океанической коры венд-раннепалеозойского бассейна в континентальную. В это определение входят два временных критерия — начало и окончание формирования структур, т.е. возраст их заложения и замыкания.

Поэтому проблема заложения каледонид, или, иначе говоря, возникновения палеоокеанического бассейна Центральной Азии, вынуждает коснуться хотя бы самых общих особенностей строения более древних структур и главных этапов их развития, т.е. "предыстории" каледонид, запечатленной в структурах их древнего обрамления. В строении этого обрамления выделяются три структурных этажа, созданные соответственно на архей-раннепротерозойском, рифейском и венд-среднекембрийском этапах развития. Вполне очевидно, что эти этапы сильно отличаются друг от друга продолжительностью, содержанием и набором геологических процессов. Первые два этапа относятся к предыстории, а последний — к истории каледонид и характеризует латеральные связи древнего обрамления с каледонидами в процессе их заложения и развития.

Восточное обрамление каледонид, Восточно-Саянский и Тувинно-Монгольский массивы, по-видимому, можно рассматривать как выходы на поверхность фундамента Сибирской платформы, переработанного более поздними тектоническими процессами. Архей-раннепротерозойский этап его развития продолжался более 3 млрд лет, в 10 раз дольше каледонского, и главным продуктом его развития была сиалическая континентальная кора. Завершение ее формирования в фундаменте Сибирской платформы и на обрамлении каледонид обозначено комплексом калиевых гранитов и вулканитов Енисейского кряжа, имеющих возраст 1,6—1,8 млрд лет [Лейтес, Федоровский, 1977; Постельников, 1980].

Для структур фундамента характерно сложное и неравномерное распределение разного вещества по латерали: куполообразные структуры сложены преимущественно сиалическими, а разделяющие их извилистые и линейные прогибы — симатическими породами. Этот сложный структурный рисунок "срезается" современными и палеотектоническими окраинами каледонского бассейна. Поэтому очень трудно говорить о какой-либо преемственности развития каледонид от структур фундамента их обрамления, тем более, что между замыканием последних и заложением каледонид прошел огромный интервал времени в миллиард лет — рифей.

Существование рифейских отложений внутри территории каледонид не доказано, но на древних обрамлениях установлены выполненные ими крупные грабены (рифты), а на платформах — авлакогены. На сибирском обрамлении каледонид в рифее развивались Урикско-Ийский грабен и несколько подобных ему, но меньших структур, а также Исаковский прогиб Енисейского кряжа. Урикско-Ийский грабен был врезан в начале рифея в фундамент Сибирской платформы, выступавший на ее юго-западной окраине. Как и другие, но более мелкие грабены, Урикско-Ийский ограничен конседиментационными тектоническими уступами северо-западного простирания, заметно расходящимися в этом же направлении. Там, на северо-западе, грабен погружается под верхнерифейский Ийско-Туманшетский прогиб, который, в свою очередь, перекрывается чехлом Сибирской платформы (рис. 43) [Мац, Таскин, 1973; Золотов, 1982]. Исаковский прогиб, расположенный на западной окраине Енисейского кряжа, отделен долготными разломами от древних метаморфитов [Постельников, 1980]. Можно предполагать, что Урикско-Ийский, Исаковский и другие подобные прогибы обрамления являются рифтами, близкими по природе к авлакогенам Сибирской платформы. Знаменательно, что рифейский Карсакпайский прогиб на древнем обрамлении каледонид Казахстана также врезан в метаморфиты Улутавского массива, причем он также заполнен

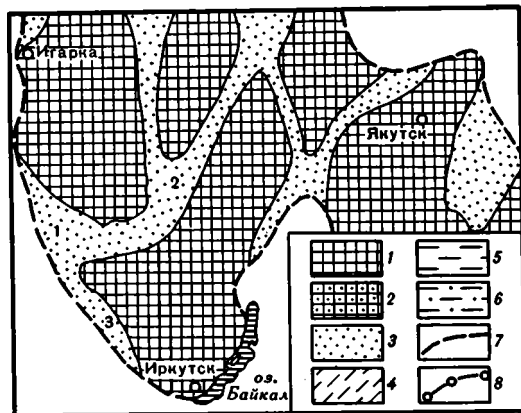


Рис. 43

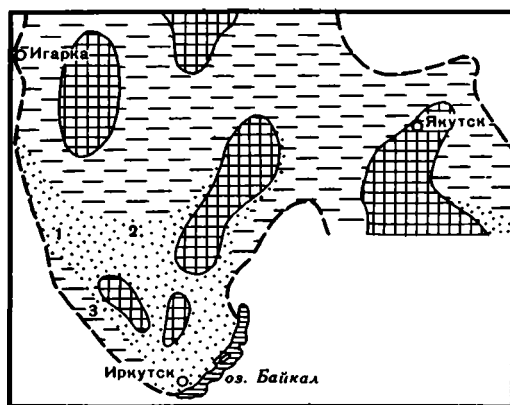


Рис. 45

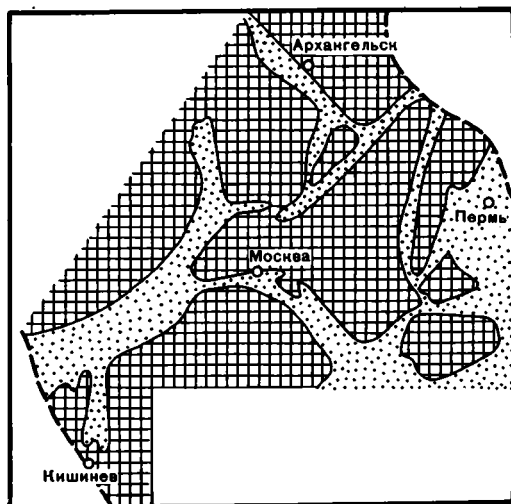


Рис. 44

Рис. 43. Палеотектоническая схема Сибирской платформы в раннем рифее [Золотов, 1982] (упрощено автором)

1 — суша неплененизированная; 2 — суша расчлененная; 3—6 — отложения: 3 — песчаные, 4 — алевролитовые, 5 — карбонатные, 6 — га-логенно-карбонатные; 7 — граница платформы; 8 — цепи островов.

Цифры на схемах: 1 — Енисейская впадина; 2, 3 — авлакогены; 2 — Иркенеево-Чадобецкий, 3 — Ийско-Туманшетский

Рис. 44. Палеотектоническая схема Русской платформы в раннем рифее [Золотов, 1982] (упрощено автором)

Условные обозначения см. на рис. 43

Рис. 45. Палеотектоническая схема Сибирской платформы в среднем—позднем рифее [Золотов, 1982] (упрощено автором)

Условные обозначения см. на рис. 43

вулканогенными и терригенными толщами, среди которых существенное место занимают осадки, снесенные с его бортов [Павлова, 1985].

На Сибирской и Восточно-Европейской платформах с начала рифея также развивались крупные линейные прогибы — авлакогены, пересекающиеся в виде редкой ортогональной сети (рис. 43, 44). Они сохраняли свои ограничения до второй половины рифея, а потом погружение расширилось и образовались пологие депрессии (рис. 45). Авлакогены и депрессии медленно заполнялись терригенными, преимущественно мелкозернистыми отложениями, мощность которых невелика, если учитывать огромную продолжительность накопления. В целом эти данные свидетельствуют об устойчивом и спокойном тектоническом режиме, существовавшем в течение всего рифея при высоком стоянии платформ в его первой половине [Семихатов, 1974; Золотов, 1982].

Морфология рифейских прогибов, состав и строение выполняющих отложений не оставляют сомнения в их рифтогенной природе. Она подтверждается также материалами о составе вулканитов, выполняющих подобные прогибы в Приуралье и Енисейском кряже [Иванов, 1981]. Не исключено, что на каких-то территориях,

может быть позднее занятых каледонидами, таких прогибов было больше, но существование в рифее крупных палеоокеанических бассейнов маловероятно. К этому можно добавить, что в последнее время появились представления об отсутствии байкалид (рифид) даже в их тектонотипической Байкальской области [Федоровский, Штрейс, 1983].

Итак, рифейский этап развития Сибирской, Восточно-Европейской и, вероятно, Северо-Американской платформ [Семихатов, 1974; Roberts, Gale, 1978; Золотов, 1982] характеризуется преимущественным формированием авлакогенов. Еще большее распространение они, по-видимому, имели в Гондване, где наиболее крупные рифейские рифты — интрагеосинклинали — также врублены в древние метаморфиты Африканской платформы [Божко, 1982, 1984]. Других типов структур, развивавшихся в рифее, вероятно, было мало, и поэтому рифтогенез можно признать типом рифейских тектонических процессов, вызванным длительно развивавшимся спредингом, рассеянным по дорифейской Пангее [Хаин, 1983, 1985; и др.].

В то же время в ее фундаменте происходили довольно активные метаморфические и магматические преобразования. Так, исследования в Юго-Западной Швеции позволили выделить и датировать целый ряд магматических и метаморфических процессов, которые привели к довольно глубокой переработке пород фундамента. Трудно предположить, что эти процессы происходили без существенных тектонических движений, однако на поверхности Свеко-Норвежской части Балтийского щита они были выражены только образованием единичных прогибов, заполненных вулкано-терригенной толщей дальсландий [Горбачев и др., 1982].

Следовательно, в результате архей-раннепротерозойского этапа развития была образована континентальная кора [Добрецов, 1986], возможно слагавшая крупнейший суперконтинент — Пангею-1 [Хаин, 1983, 1985; и др.]. В течение следующего рифейского этапа этот суперконтинент подвергался длительному рифтингу, который привел к созданию сети пересекающихся авлакогенов, а затем более широких депрессий, залитых эпиконтинентальными морями. По-видимому, в "предыстории" каледонид не было крупных океанических бассейнов, образованных в результате раскола Пангеи-1 и дрейфа континентов. Поэтому представляется приемлемым предположение о начале проявления "тектоники плит" только с фанерозоя, т.е. с заложения крупных каледонских палеоокеанических бассейнов [Piper, 1983, Храмов, 1981; Хаин, 1983, 1985; и др.].

ВЕНД-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

Это — важнейший этап в истории каледонид, которые начинают развиваться на всей территории Центральной Азии. Важно отметить, что он выражен обширным погружением древнего сибирского обрамления: Восточно-Саянского и Тувино-Монгольского массивов, а также всей Сибирской платформы.

Заложение каледонид, по всей вероятности, начинается в венде с зарождения (или возрождения?) палеоокеанического бассейна, на что указывает нижний возрастной предел базальтоидов офиолитовой ассоциации, распространенной на большей части Центральной Азии (Озерно-Алтайская область). Близкий венд-раннепалеозойский возраст имеют, по-видимому, и вулканы приконтинентальной островной дуги (Восточно-Тувинская и Хан-Хухэйская зоны) и терригенно-карбонатные отложения окраинных морей (Батеневская и другие зоны), и шельфов обрамления (Сангиленская, Дзабханская и др. зоны). Весьма знаменательно, что сплошной чехол Сибирской платформы тоже начинается с вендских отложений (рис. 46) (томотский ярус) [Золотов, 1982]. Совпадение начала накопления новых комплексов отложений в совершенно разных тектонических областях свидетельствует прежде всего об одновременном вступлении их в новый этап развития, вызванный, вероятно, мощным и крупным тектоническим событием глобального масштаба. Таким общим импульсом мог быть раскол суперконтинента (Панпангеи,

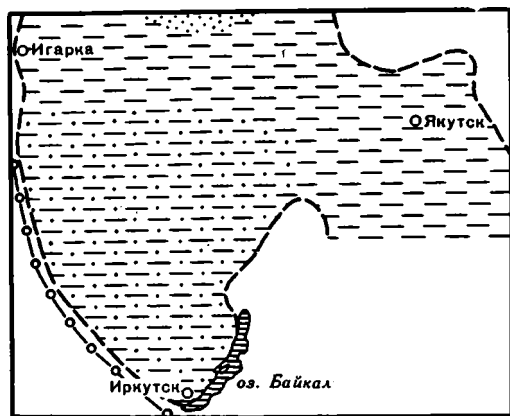


Рис. 46. Палеотектоническая схема Сибирской платформы в раннем кембрии [Золотов, 1982] (упрощено автором)

Условные обозначения см. на рис. 43

Пангеи-1) и спрединг океанического дна, приведшие к заложению каледонских палеоокеанических бассейнов [Piper, 1983; Bond et al., 1984; Хаин, 1985].

Вторая важная особенность венд-среднекембрийского этапа выражена в закономерном расположении по латерали с запада на восток перечисленных палеотектонических областей: область океанической офиолитовой ассоциации сменяется областью островодужных, затем

окраинно-морских, шельфовых отложений и, наконец, чехла Сибирской платформы. Эта последовательность свойственна переходу от океана через активную окраину к континенту. В то же время ненарушенность этого закономерного латерального ряда венд-среднекембрийских палеотектонических областей показывает, что, несмотря на широкое развитие горизонтальных движений, относительные перемещения частей каледонского палеоокеанического бассейна и его древнего обрамления были небольшими. Поэтому Центрально-Азиатский палеотектонический бассейн, его древнее обрамление и в некоторой мере Сибирскую платформу можно рассматривать как единую тектоническую надсистему.

Менее определенно выражено западное и южное продолжение каледонского бассейна, ограниченного в современной структуре Зайсанской и Южно-Монгольской герцинскими областями. Венд-среднекембрийские офиолиты встречаются только в Центрально-Чингизской зоне Восточного Казахстана, а западнее уже ордовикские офиолиты отделяют их от венд-кембрийских рифтогенных структур и отложений древнего обрамления. Тектоническая изолированность казахстанских каледонид и существенные отличия в строении затрудняют корреляцию их с каледонидами Центральной Азии, поэтому не исключено, что они были разделены обширными палеоокеаническими пространствами.

Основной тектонической областью, определявшей развитие каледонид Центральной Азии на венд-среднекембрийском этапе, была огромная Алтайско-Озерная, которая в это время проходила океаническую стадию развития. Однако обширные выходы пород офиолитовой ассоциации имеются только в Озерной зоне Западной Монголии. С небольшой долей условности можно считать, что они выстилают основание Западно-Саянской, Чулышманской, Кузнецко-Алатауской и Салаирской зон, где выходы офиолитов весьма многочисленны и встречаются в основании почти всех нижнекембрийских разрезов. И только экстраполируя эти и другие данные, можно предполагать распространение офиолитов на всей территории Горного и Монгольского Алтая, хотя здесь рассеяно немало мелких выходов офиолитов среди терригенных средне-верхнекембрийских толщ, а относительно крупные известны в основании Теректинской, Чаган-Узунской и других структур. Отсутствие других достаточно обоснованных древних отложений позволяет считать, что и здесь в основании разрезов породы офиолитовой ассоциации распространены также широко.

Рассматривая офиолитовую ассоциацию пород как океаническую кору прошлого, можно считать, что вся Алтайско-Озерная область в венде—раннем кембрии находилась на океанической стадии развития. Возникновение палеоокеанического бассейна Центральной Азии в венде обосновывается прежде всего соответствующим

возрастом вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации, являющейся здесь, кроме того, самой древней. Косвенным, но достаточно веским подтверждением возникновения каледонского океанического бассейна Центральной Азии в венде служит закономерная латеральная связь вендских офиолитов через разновозрастные островодужные комплексы с терригенно-карбонатными отложениями Сибирской платформы, которые с отчетливым несогласием перекрывают древние образования и таким образом начинают новый крупный этап ее тектонического развития. Весьма показательно, что, как и в каледонидах, этот этап на Сибирской платформе продолжался с венда до второй половины среднего кембрия (рис. 46, 47).

Выше отмечалось, что юго-западная граница Центрально-Азиатского бассейна с герцинидами для каледонид не является палеотектонической. Она появилась, по-видимому, в ордовике, а ранее бассейн открывался в этом направлении в сторону мирового палеоокеана. Поэтому при определении времени заложения и развития каледонского бассейна Центральной Азии возможно привлечение материалов по другим частям палеоокеана. Прежде всего на образование новых палеовулканических бассейнов может указывать рифтинг, одновременно развивающийся на их обрамлении. Действительно, в пределах древнего Улутувского массива Казахстана хорошо обосновано возникновение в венде Байконурского рифта, который при прослеживании на север сливается с рифтогенным прогибом Джаркаиногачской зоны. При этом по мере приближения к океанической окраине древнего массива происходит постепенная смена рифтогенных, в том числе спаргмитовых, формаций вулканогенными спилит-диабазовыми [Хераскова, 1986]. Фрагменты подобных структур встречаются и на восточном обрамлении каледонид Центральной Азии под терригенно-карбонатными эпиконтинентальными отложениями Дзобханской зоны [Дергунов и др., 1980б]. Многие глобальные палеомагнитные реконструкции показывают, что раскол созданной в раннем протерозое Пангеи и распад ее на отдельные материки, разделенные новообразованными палеоокеанами, происходил в венде—раннем кембрии [Pirer, 1983; и др.]. Последовавшее через 70 млн лет, т.е. в раннем кембрии, затопление материков связывают с ростом срединно-океанических хребтов и подъемом уровня Мирового океана [Bond et al., 1984]. Представления о существовании крупных рифейских межконтинентальных океанических бассейнов не подкрепляются ни широким распространением рифейских офиолитов, ни разновозрастных с ними осадочных чехлов на платформах. Суммируя данные об отсутствии рифейских и наличии венд-кембрийских отложений в океанических бассейнах, с некоторой долей условности можно признать, что каледонский палеоокеанический бассейн Центральной Азии появился в венде как часть Мирового палеоокеана, образованная в результате раскола суперконтинента и спрединга. Эти процессы привели к вскрытию меланократового габбро-гипербазитового основания, развитию на нем массового базальтового вулканизма и кремненакопления, т.е. к началу ранней океанической стадии (см. рис. 47).

Действительно, в пределах каледонид Центральной Азии широко представлены породы офиолитовой ассоциации, верхняя стратифицированная кремнисто-базальтоидная часть которой вместе с дайковыми комплексами диабазов формировалась на океанической стадии развития. В условиях массового подводного вулканизма на огромных пространствах накапливались диабазово-спилитовые и кремнистые карбонатно-туфогенные и карбонатно-терригенные формации. Текстурные особенности вулканитов и присутствие карбонатного материала в их межшаровых пространствах показывают, что излияния происходили из трещин на средних глубинах 1,5—2 км. По составу базальтоиды относятся преимущественно к толеитовым и щелочным оливиновым сериям. Местами среди лав встречаются биогермы археоциатовых известняков, однако трудно однозначно определить, указывают ли они на общее обмеление бассейна или на образование отдельных вулканических поднятий, на которых развивались эти биогермы (хребет Хархира, Западная Монго-

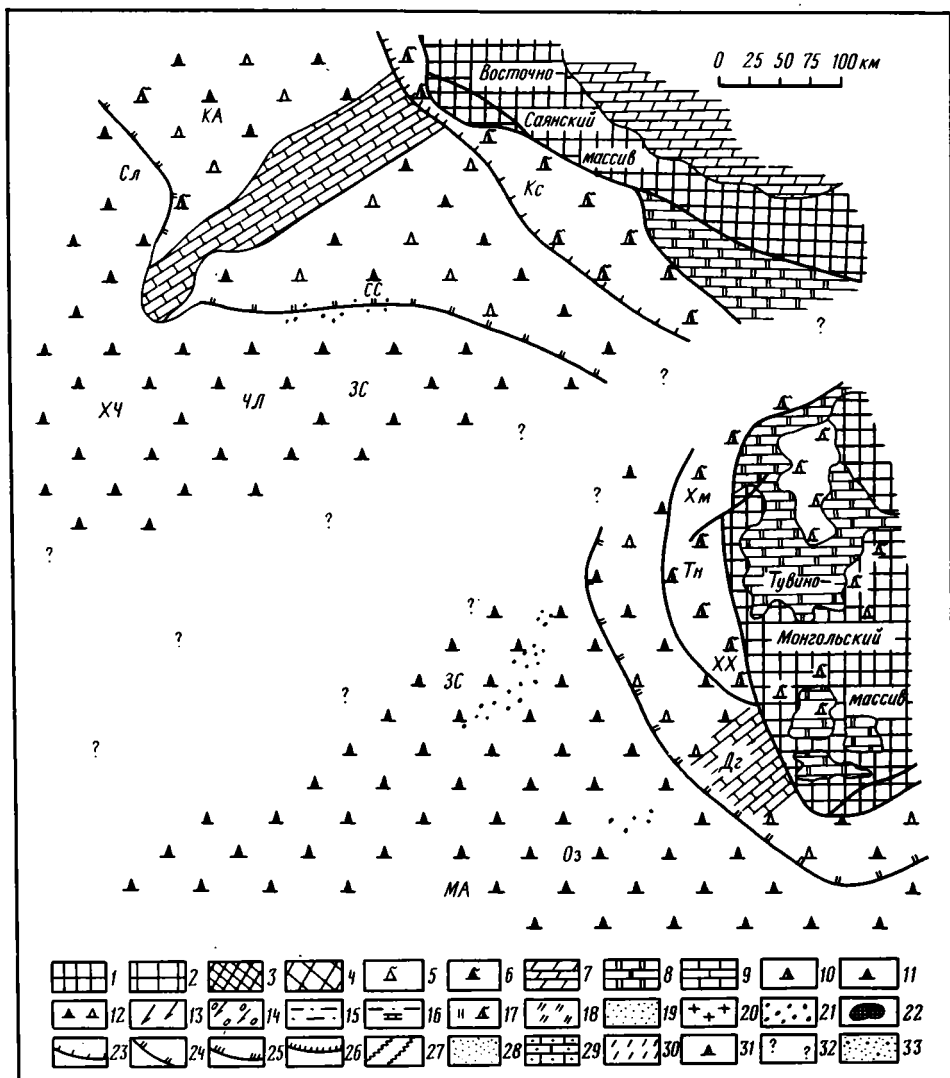


Рис. 47. Палеотектоническая схема каледонид Центральной Азии для венда—раннего кембрия

1—4 — области преимущественного размыва: 1 — с континентальной корой, образованной в рифсе, 2—4 — с континентальной корой, образованной к девону: 2 — с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся в основном к позднему кембрию, 3 — к среднему ордовика, 4 — к девону; 5, 6 — зоны наземного вулканизма с формациями: 5 — порфировой, 6 — базальтовой; 7—9 — зоны карбонатной седиментации: 7 — во внутриконтинентальном бассейне (чехол Сибирской платформы), 8 — на шельфе, 9 — в краевом море; 10 — зоны островодужного вулканизма с базальт-андезитовой формацией; 11, 12 — палеоокеанический бассейн: 11 — срединная часть с диабазово-спилитовой формацией, 12 — краевая часть со спилито-кратофировой формацией; 13, 14 — реликтовый палеоокеанический бассейн с терригенной турбидитно-флишиоидной формацией: 13 — дистальная часть, 14 — проксимальная часть; 15, 16 — морские остаточные прогибы: 15 — с терригенной, 16 — с терригенно-карбонатной формациями; 17, 18 — деструктивные прогибы — моногеосинклинали: 17 — с андезито-базальтовой, 18 — с песчано-алевритовой формациями; 19 — межгорные впадины с молассами; 20 — зоны гранитообразования; 21 — зона накопления олистостром; 22 — останцы тектонических покровов; 23—26 — предполагаемое положение зон субдукции: 23 — вендской, 24 — ранне-среднекембрийской, 25 — средне-позднекембрийской, 26 — девонской; 27 — предполагаемые зоны деструкции; 28 — тектонические границы; 29—31 — формации и палеотектонические зоны примыкающего герцинского бассейна: 29 — карбонатно-терригенная — шельфа, 30 — аспидная — глубоководного желоба, 31 — вулканическая — срединной части бассейна; 32 — предполагаемое пространство, занятое палеоокеаническим бассейном; 33 — терригенные грубо-зернистые осадки в чехле Сибирской платформы

Буквенные обозначения для рис. 47, 50, 51 см. на рис. 1

лия). Вулканизм, вероятно, затухал почти одновременно на обширных пространствах. Так, в Озерной зоне, Западной Туве и других районах на вулканитах располагается горизонт нижнекембрийских рифогенных известняков, а выше идут кремнисто-терригенные формации. Некоторые из карбонатных массивов сохранили характерные для рифов особенности строения с брекчиями оползания на их внешней стороне и мелководными отложениями в зарифовой лагуне (хребет Сэрэ, Западная Монголия) [Дергунов и др., 1980а; Хераскова, 1986].

Очень важно отметить, что уже на океанической стадии в пределах палеоокеанического бассейна происходили горизонтальные перемещения отдельных пластин, отмеченные образованием горизонтов олистостром. Вероятно, более сильные движения охватывали краевую часть бассейна, причем происходили они в подводных условиях, так как и ниже и выше олистостром накапливались одинаковые кремнисто-терригенные породы [Дергунов, 1981]. Т.Н. Хераскова установила постепенное насыщение этих кремнисто-терригенных формаций обломочным материалом андезитового состава, снесенным, скорее всего, с вулканических островов восточной окраины палеобассейна. Завершается выполнение венд-раннекембрийского бассейна в пределах Озерной зоны не совсем обычными песчаниками, в которых практически нет зерен из пород континентального обрамления, что может свидетельствовать об очень большом удалении от ее размываемой суши. Различия в составе вулканитов, вероятно, отражают первичную неоднородность разных частей бассейна. Наибольшее место базальтоиды толентовой серии занимают среди вулканитов Озерной зоны, которая, вероятно, находилась в срединной части палеоокеанического бассейна. В Западно-Саянской зоне наряду с толентовыми большое место принадлежит щелочным оливиновым базальтам, по-видимому, в связи с приближением к окраинам этого бассейна [Дергунов, Хераскова, 1981]. Однако здесь с вулканитами ассоциируют главным образом кремнисто-сланцевые отложения почти без карбонатного материала, что может указывать на большую глубину их накопления [Херасков, 1979]. Между Озерной и Западно-Саянской зонами, на территории Тувы, мощное развитие получили толщи олистостром, расположенные в базальтоидах и согласно перекрытые нижнекембрийскими терригенно-карбонатными отложениями.

По-видимому, именно в этой части бассейна в раннем кембрии произошли наибольшие перемещения тектонических пластин и разрушение их в подводных и приповерхностных условиях, после которых продолжалось накопление терригенно-карбонатных осадков. Поэтому можно считать, что океаническая стадия развития продолжалась до конца раннего кембрия на всей территории Алтайско-Озерной области, несмотря на локальные проявления активных горизонтальных движений. Относительно пологие, но полные складчатые структуры образовались в конце раннего кембрия в Озерной зоне, которая находилась, вероятно, в срединной части бассейна, а более сильные движения происходили в это же время на его восточных окраинах, где началось формирование зон горизонтального тектонического сучивания [Берзин, 1979; Херасков, 1979; Дергунов, Лувсанданзан, 1984].

Со среднего кембрия началась дифференциация палеоокеанического бассейна: Монгольско-Алтайская, Горно-Алтайская и Западно-Саянская части продолжали развиваться в виде глубокого реликтового моря, а Озерная отделилась от него и превратилась в мелководный прогиб, заполнявшийся карбонатно-терригенными отложениями с остатками бентосной фауны амгинского яруса среднего кембрия. Так, в среднем кембрии завершилось формирование этой раннекаледонской (салаирской) складчатой зоны.

В период максимальной трансгрессии в восточном направлении венд-раннекембрийский бассейн частично или полностью перекрывал континентальное обрамление и сливался с эпиконтинентальным бассейном Сибирской платформы. Особенно сложное строение имела область между этими бассейнами, так как там

развивались и островные вулканические дуги, и краевые шельфовые моря, и, возможно, оставались участки размываемой суши. Также вполне вероятно, что в основании этих разных палеотектонических структур находилась разнородная земная кора океанического, переходного и континентального типов.

Область, соответствующая краевой части палеоокеанического бассейна, располагалась к востоку и северо-востоку от Алтайско-Озерной "диабазово-спилитовой". Разрозненные в современной структуре зоны этой "спилито-кератофировой" области связаны с первой постепенными переходами. Возможно, океаническая кора под ней не сразу становилась переходной, недаром считается, что некоторые ее зоны (Кузнецкий Алатау, северный склон Западного Саяна) формировались на "зрелой" океанической коре с более мощным базальтовым слоем [Херасков, 1979]. Наверное, такая неоднородная кора была характерна для "спилито-кератофировой" области и для ранней стадии развития "базальт-андезитовой", в которых позднее образовалась кора переходного типа. На востоке в это же время шельфовые моря покрывали континентальную кору древнего обрамления (см. рис. 47). Сложнее определить тип коры окраинных морей, на месте которых, как отмечалось, образовались карбонатные массивы северной части Алтае-Саянской области. Возможно, что они тоже формировались на "зрелой" океанической коре среди ограничивающих островных дуг, но не исключено также, что в их основании находились фрагменты древней континентальной коры [Моссаковский, 1963; и др.]. Пока трудно отдать предпочтение одному из этих решений.

Итак, восточнее Алтайско-Озерной "диабазово-спилитовой" палеоокеанической области в венде—раннем кембрии располагалась менее однородная область, в которой сначала также преобладал подводный базальтовый вулканизм с несколько большей ролью щелочных оливинных базальтов и андезито-базальтов, но и с базальтами толентового ряда. Эти базальтоиды широко распространены и начинают многие разрезy Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, северного склона Западного Саяна и северной части западного склона Восточного Саяна, а также Дагандельской зоны Западной Монголии. Во второй половине раннего кембрия в большинстве этих районов, как отмечалось, начались интенсивные, в том числе горизонтальные движения с образованием олистостром и зон тектонического скучивания, вслед за этим — островодужного, преимущественно андезитового вулканизма, который продолжался и в среднем кембрии (амгинский ярус). По всей вероятности, образовались три системы островных дуг: Кузнецко-Алатауская, северного склона Западного Саяна и Присянская (Восточный Саян), почти со всех сторон ограничившие краевой Мрасско-Батеневский бассейн преимущественно карбонатной седиментации. Можно предположить, что от заполнения обломочным материалом бассейн защищали задуговые прогибы, реликты одного из которых выявлены на севере Западного Саяна [Херасков, 1979].

Характерно, что в отличие от островодужных зон в пределах "карбонатного" бассейна заметно слабее проявлены складчатые и разрывные деформации и пока не обнаружено признаков горизонтальных перемещений. Считается, что деформациям препятствовало жесткое сиалическое основание [Моссаковский, 1963; Волков, 1986; и др.], но, может быть, этот район находился в "теневой зоне" по отношению к напряжениям, которые в основном проявились в окружающих его островодужных структурах. То же можно сказать относительно Дагандельской зоны, где спилито-кератофировые толщи перекрываются не андезитовыми вулканитами, а кремнисто-карбонатными и терригенно-туфогенными отложениями. Здесь тоже нет признаков крупного тектонического скучивания и нет островодужных вулканогенных структур. Эти данные подтверждают, что, кроме субдукции, причиной образования и развития островодужных систем могло быть тектоническое скучивание, вызванное горизонтальными движениями горных масс. От интенсивности этих движений, по-видимому, зависит и скорость, и масштабы преобразования океанической коры в переходную и континентальную. Вероятно, поэтому именно в зоне

наиболее сильного и раннее скучивания северного склона Западного Саяна раньше, чем где-либо еще в раннем кембрии начали формироваться крупные массивы гранитоидов (Маинский комплекс), что является явным признаком образования гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Самая восточная в каледонидах, "базальт-андезитовая", область приконтинентальных вулканических дуг, вероятно, закладывалась также в венде, так как остатки раннекембрийских организмов здесь тоже находятся в верхних толщах, к которым приурочен весь разрез. К этой области относятся Таннуольская зона в Туве и Ханхухэйская в Монголии. По-видимому, в ее основании была кора переходного типа не только по составу, но и в структурном понимании перехода по латерали от океанической коры к континентальной, т.е. к древнему обрамлению. Неоднородность коры могла служить причиной большого разнообразия последовательно дифференцированных серий вулканитов, хотя, как правило, в них преобладают андезиты, но в разных количествах встречаются базальты, дациты и липариты, образующие гомодромные серии.

Часто в ассоциации с вулканами находятся археоциатовые рифы и сопро-вождающие их конгломерато-брекчии, мощные пачки туфогенно-осадочных пород и, наконец, олистостром с крупными олистолитами рифогенных известняков и других пород. Находки в матрице олистостром остатков фауны конца раннего кембрия, а в покрывающих толщах начала среднего надежно определяют время складчатых деформаций и мощных горизонтальных перемещений пластин, приведших к развитию тектонического скучивания. За ним последовало массовое гранитообразование, охватившее огромные площади и завершившее в позднем кембрии формирование раннекаледонских ("салаирских") структур и гранитно-метаморфического слоя в их основании. Важно отметить, что гранитообразование в это время распространилось и на некоторые районы древнего континентального обрамления, где оно тоже могло быть вызвано тектоническим расслоением, покровообразованием и скучиванием сиалических масс.

В каледонидах Центральной Азии не сохранились следы пододвигания океанической коры под континентальную, несмотря на весьма протяженные пояса реликтов островных вулканических дуг. Однако во многих районах в последние годы выявлены зоны тектонического скучивания в виде покровов, перекрывающих друг друга и состоящих из пакетов пластин (Ханхухэйская зона Западной Монголии, Западно-Тувинская, Куртушибинская Западного Саяна, Кузнецко-Алатауская и др.). Некоторые их структурные признаки позволяют считать, что основные движения горных масс в раннем и среднем кембрии происходили с запада на восток и с юга на север, т.е. со стороны палеоокеана на континент [Дергунов, Лувсанданзан, 1984]. Останцы офиолитовых покровов обнаружены и на сиалическом основании восточного обрамления [Палей, 1979; Дергунов и др., 1980а]. Очевидно, они были перенесены из области каледонид, что подтверждает, таким образом, преобладание в первой половине кембрия движений горных масс с запада на восток.

Итак, еще на ранней океанической стадии развития каледонид в разных частях занятой ими обширной территории Центральной Азии неравномерно проявлялись тектоническое расслоение и скучивание, причем они, по-видимому, происходили на разной глубине и неодинаково выражались в верхних слоях земной коры. Проявление этих тектонических процессов наряду с субдукцией является необходимым условием преобразования океанической коры. Так, в довольно крупной Озерной зоне к среднему кембрию прошло скучивание, и в дальнейшем развивался наложенный мелководный прогиб. Возможно, здесь происходили также глубинные процессы скучивания и преобразования вещества коры, тоже приведшие к превращению этой части океанического бассейна в зону покровно-складчатых структур, которая вместе с ранними каледонидами северных и восточных районов Алтае-Саянской области [Кузнецов, 1954; и др.] образует крупную покровно-складчатую область "салаирид".

Весьма знаменательно, что на территории Сибирской платформы венд-раннекембрийский этап тоже обозначен развитием наиболее крупного и однородного бассейна с непрерывным, преимущественно карбонатным и галогенно-карбонатным осадконакоплением (см. рис. 46) [Мац, Таскин, 1973; Золотов, 1982]. В казахстанских каледонидах этот этап выражен только в Бошекуль-Чингизской зоне, где на океанической стадии в венде—раннем кембрии образовались карбонатно-спилитовая и туффито-яшмовая формации, а на переходной островодужной в среднем кембрии — базальт-андезит-базальтовая [Тектоника, 1982].

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

Следующий, средне-позднекембрийский этап на территории каледонид Центральной Азии определялся развитием реликтового палеоокеанического бассейна, который с севера и востока был ограничен покровно-складчатыми зонами "салаирид", а в юго-западном направлении расширялся и, вероятно, открывался в сторону палеоокеана (рис. 48). Только в ордовике образованные на его месте складчатые структуры были срезаны окраинной закладывавшихся герцинид Зайсанской и Южно-Монгольской областей. На предыдущем, венд-среднекембрийском, этапе в реликтовом бассейне, как и во всем палеоокеаническом бассейне Центральной Азии, формировалась офиолитовая ассоциация пород. Однако в среднем и позднем кембрии в отличие от территории, занятой "салаиридами", реликтовый бассейн продолжал расширяться и погружаться, заполняясь огромной массой очень однородного, преимущественно олигомиктового мелкозернистого терригенного материала.

Только специальные литологические исследования позволили установить закономерные латеральные изменения состава, структурных и текстурных особенностей этого материала, показывающие, что снос происходил в основном с северо-восточного обрамления каледонид, где в это время в среднем—позднем кембрии воздымался и активно размывался фундамент окраины Сибирской платформы (рис. 49) [Золотов, 1982]. Обломочный материал разносился по всей огромной территории бассейна очень крупной подводной долинно-веерной системой и перемещался турбидитными и контуритными потоками. Признаки проксимальной части этой системы обнаруживаются в Западно-Саянском синклинии, в котором, кроме того, существенную роль играл местный материал, сносимый с размываемых бортов [Волков, 1966]. Дистальной части системы отвечает территория Горного и Монгольского Алтая, где отложение происходило в условиях пелагического открытого моря.

На территории бассейна в течение всего периода седиментации отсутствовал вулканизм и практически не было накопления карбонатов, только в отдельных районах отмечаются единичные пласты кремнистых пород и очень редкие линзообразные тела мраморов. Скорее всего, глубина бассейна превышала уровень карбонатной компенсации, так как в соседних районах "салаирид" в это же время в мелководных бассейнах накапливались известняки [Вознесенская, Дергунов, 1982]. Огромная мощность (5—6 км) и площадь осадконакопления (более 0,5 млн км²) привели к образованию очень большого объема однообразных осадочных пород, которые в целом сравнимы с терригенными осадками зон лавинной седиментации современных океанов [Лисицын, 1983, 1984]. Еще раз хотелось бы подчеркнуть однородность этих отложений на огромной территории бассейна, который даже в современных контурах прослеживается почти на тысячу километров по широте и долготе.

Только в конце кембрия начинает ощущаться компенсация опускания бассейна осадконакоплением — появляется полимиктовый и более грубозернистый материал, нередко туфогенный и красноватый. Вероятно, тогда же в некоторых районах формируются олистостромы, свидетельствующие о горизонтальных дви-

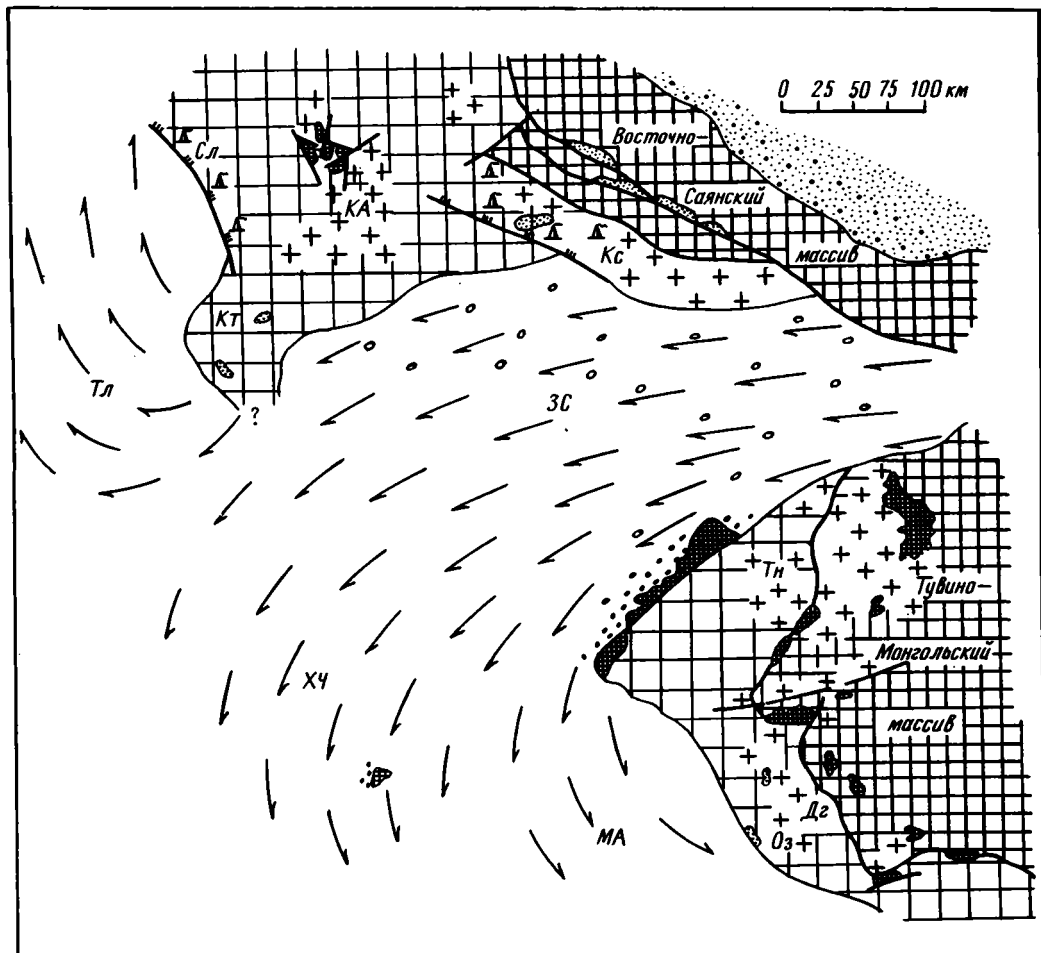
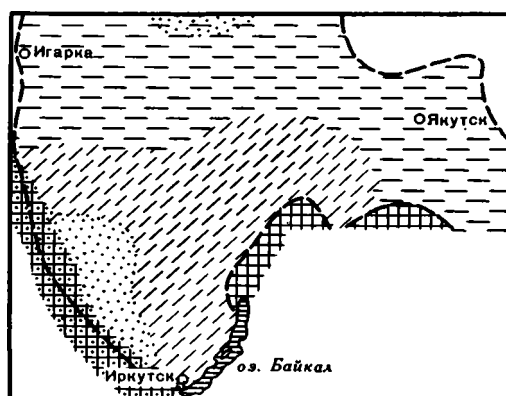


Рис. 48. Палеотектоническая схема каледонид Центральной Азии для среднего—позднего кембрия

Условные обозначения см. на рис. 47

Рис. 49. Палеотектоническая схема Сибирской платформы в позднем кембрии (майский век—конец кембрия) [Золотов, 1982] (упрощено автором)

Условные обозначения см. на рис. 43



жениях тектонических пластин, особенно вдоль границ с "салаирским" обрамлением [Дергунов, Херасков, 1985; Херасков, 1979]. Скорее всего, именно в это время началось сокращение бассейна и образование очень характерной для пополняющих его терригенных слоистых толщ полной, линейной, часто изоклинальной складчатости, обычно параллельной ограничениям бассейна и одинаково напряженной в срединных и краевых его частях.

Как отмечалось, есть основание полагать, что такая складчатость образуется главным образом в верхних структурных ярусах при сокращении площади подстилающего основания в результате метаморфизма и горизонтального перемещения тектонически расслоенных глубинных масс. Вероятно, поэтому более глубокие структурные ярусы, вскрываемые в некоторых приразломных или куполовидных поднятиях, характеризуются более пологими складками в сильнее метаморфизованных толщах пород. В таких местах наблюдается оригинальная тектоническая дисгармония — явление, по-видимому, очень распространенное, особенно в областях развития мощных и однородных осадочных толщ. Сочетание складчатых вверху и метаморфогенно-деформированных структур внизу отражает процесс мощного тектонического скупивания, приведший в начале ордовика в некоторых зонах к метаморфизму и массовому гранитообразованию и, как следствие, значительному росту гранитно-метаморфического слоя коры (Чулышманская, Холзунско-Чуйская и Монгольско-Алтайская зоны). Позднее в их пределах развивались межгорные впадины, заполнявшиеся молассами, а на юге, ближе к герцинидам, появлялись деструктивные прогибы [Дергунов, Херасков, 1982].

За пределами реликтового океанического бассейна, на салаирском складчатом основании, в среднем—позднем кембрии существовали небольшие разрозненные межгорные впадины, заполнявшиеся карбонатно-терригенными молассоидными отложениями. Примечательны также впадины на поднятом в то же время древнем обрамлении Восточного Саяна, заполненные грубообломочной молассой баджейской свиты [Геологическое..., 1978].

И снова необходимо подчеркнуть, что средне-верхнекембрийский этап четко выражен в осадках Сибирской платформы, где карбонатные толщи раннего кембрия в среднем и позднем кембрии сменились преимущественно терригенными, причем от поднятого и размываемого фундамента (Енисейский кряж, Восточный Саян и др.) на восток происходит постепенная смена крупнозернистых пород все более мелкозернистыми и уменьшение их мощности (см. рис. 49) [Золотов, 1982]. Примечательно, что в палеозоидах Казахстана трудно выделить структуры, развивавшиеся и сформировавшиеся именно в среднем—позднем кембрии, иначе говоря, этот этап там не выражен. В то же время итогом средне-позднекембрийского развития каледонид Центральной Азии было образование крупных складчатых зон почти на всей площади реликтового океанического бассейна, нижние ярусы в которых подвергались метаморфизму. Таким образом, к началу ордовика почти вся территория каледонид Центральной Азии стала складчатой областью с достаточно мощным гранитно-метаморфическим слоем земной коры переходного типа.

В заключение хотелось бы отметить две важные особенности развития каледонид на средне-верхнекембрийском этапе. Первая выражается в том, что преобразование океанической коры в переходную с достаточно развитым гранитно-метаморфическим слоем на всей территории реликтового бассейна происходило без признаков субдукции и островодужного вулканизма. Более того, в это время здесь вообще не было вулканической деятельности. Основной причиной преобразования и гранитизации пород, по-видимому, было тектоническое, в том числе глубинное, скупивание и погружение пород нижнего яруса на глубину, достаточную для метаморфизма зеленосланцевой фации, в том числе повышенных давлений [Дук, 1982].

Вторая особенность этого этапа развития выражается в образовании долинно-веерной системы, проксимальная часть которой совпадала с Западно-Саянским

синклинирем и имела восток-северо-восточное простираие оси. Это значит, что перенос и распределение осадков в ней происходили почти под прямым углом к преимущественно северо-западной палеотектонической зональности первого, венд- среднекембрийского, этапа. Следовательно, текущее соотношение палеоструктур первого и второго этапов необязательно связывать с мозаичной тектоникой Алтае-Саянской области.

ОРДОВИКско-СИЛУРИЙский ЭТАП

Этот этап завершал переходную стадию развития каледонид, большинство структур в которых было сформировано на предыдущих этапах, когда почти на всей площади каледонид был создан гранитно-метаморфический слой. Основными структурами ордовикско-силурийского этапа были два крупных остаточных прогиба, из которых сформировались Ануиско-Чуйский и Западно-Саянский синклинии, а также два связанных с ними крупных наложенных прогиба — Уйменско-Лебедской и Хемчинско-Систигхемский. Все эти прогибы расположены в южной и юго-западной половине Алтае-Саянской области. В то же время на южной окраине каледонид, примыкающей к герцинидам, начиная с позднего ордовика стали появляться линейные деструктивные прогибы: Кобдинский, развивавшийся до конца силура, и силурийский прогиб той же природы, предшественник девонской Делюно-Юстыдской моногеосинклинали. Остальная преобладающая часть территории каледонид Центральной Азии находилась на этом этапе в относительно поднятом положении, и в ее пределах формировались редкие и разрозненные межгорные впадины. Итак, в ордовике и силуре существовали весьма различные по природе структуры, показывающие, что тектоническая активность проявлялась локально и в ограниченные интервалы времени (рис. 50).

Крупнейшие в Алтае-Саянской области Ануиско-Чуйский и Западно-Саянский синклинии являются конседиментационными структурами, сформированными на месте остаточных прогибов. Они имеют соответственно северо-западное и восток-северо-восточное простираия, характерные для алтайских и саянских структур. Эти прогибы действительно можно считать остатками реликтового палеоокеанического средне-позднекембрийского бассейна, которые продолжали погружаться в ордовике и силуре. Причем Западно-Саянский прогиб (срединная часть) погружался, по-видимому, без перерыва, а Ануиско-Чуйский — с непродолжительным перерывом, проявившимся в появлении на его окраинах базальных конгломератов. В обоих прогибах накапливались карбонатно-терригенные отложения, в основном за счет размыва их поднятых бортов. Характерно постепенное увеличение количества известковистых осадков вверх по разрезам, а в верхнем силуре они становятся преобладающими, вероятно в связи с уменьшением сноса терригенного материала с выровненных к этому времени бортов.

Также к концу силура отмечается некоторое расширение прогибов, отразившееся, например, на слиянии Западно-Саянского и Хемчинско-Систигхемского прогибов. В конце силура сжатие привело к образованию крутых линейных складок в пределах всех прогибов, причем одинаково напряженных в их срединных и краевых частях. Эта особенность деформаций может быть объяснена сокращением площади основания, которым служили терригенные толщи среднего-верхнего кембрия, вероятно подвергшиеся погружению, сжатию, глубинной расслоенности и скучиванию. Весьма показательна в этом отношении приуроченность гранитоидов большепорожского и джойского комплексов к осевой части Западно-Саянского синклинория, где и были, вероятно, наибольшими скученность, вертикальная мощность и погружение нижних горизонтов в зону метаморфизма и гранитизации. Возможно, подобные процессы проявлялись и в других частях каледонид, что приводило в конечном счете к наращиванию гранитно-метаморфического слоя коры и приближению ее к континентальному типу.

В конце ордовика на южной, более близкой к герцинидам, периферии каледонид

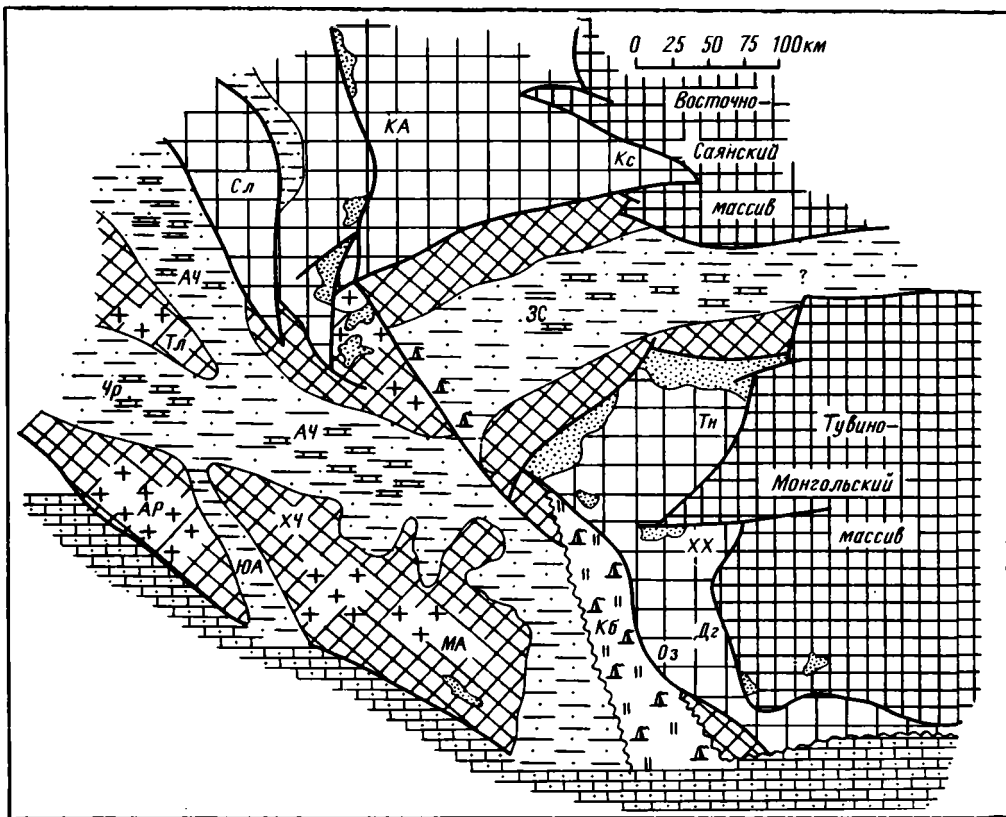


Рис. 50. Палеотектоническая схема каледонид Центральной Азии для ордовика—силура
Условные обозначения см. на рис. 47

появляются линейные прогибы северо-западного простирания (Кобдинский и др.). В основании их разрезов находятся грубообломочные толщи, несогласно перекрывающие смятые в складки пласты терригенных пород среднего-верхнего кембрия. Дальнейшее погружение приводит к накоплению в них нижнесилурийских граптолитовых сланцев и алевролитов, а затем — вулканогенных пород среднего состава и туфогенных песчаников с рифами верхнесилурийских кораллов. Этот состав пород близок к островодужным формациям, которые за пределами прогиба на восток и на запад быстро сменяются молассоидами, гораздо медленнее, чем это происходит по простиранию, в глубь каледонид. По всей вероятности, эти "островодужные" комплексы выполняли локальные деструктивные прогибы, "врубленные" в складчатое основание, образованное на предыдущем этапе. В конце силура они, так же, как остаточные прогибы, подверглись сжатию, складчатости и местами метаморфизму и гранитизации. В результате образовались Кобдинский синклиниорий в Западной Монголии и близкий к нему по природе, строению и возрасту синклиниорийный прогиб на Юго-Западном Алтае.

За пределами остаточных деструктивных прогибов, на относительно приподнятом складчатом основании в ордовике и силуре, развивались межгорные впадины, примером которых могут служить Еринатская, Улаганская, Урэгнурская и Чигертаяская мульды, выполненные преимущественно молассами. Кроме того, в разных районах Западной Монголии в последние годы выявлены толщи ордовикских андезит-липаритовых вулканитов, также, вероятно, слагавшие наложенные мульды.

В пределах поднятий, разделявших прогибы и мульды, в это же время происходило палингенно-метасоматическое гранитообразование, широкое развитие которого установлено в Западной Монголии [Павленко и др., 1977]. Характерна приуроченность разных гранитоидных формаций к определенным тектоническим зонам, причем состав их коррелируется с составом пород субстрата каждой зоны. Судя по определениям абсолютного возраста, обычно не противоречащим геологическим данным, латеральное распространение гранитоидов каждой формации происходило в юго-западном направлении, т.е. так же, как развитие общих тектонических процессов в каледонидах Центральной Азии.

Итак, в ордовикско-силурийском этапе завершилось формирование структур и гранитно-метаморфического слоя коры во всех тектонических областях каледонид Центральной Азии. Как отмечалось, тектонические условия на этой территории были весьма разнообразны, что отразилось на развитии структур разных типов. В какой-то мере это разнообразие соотносится также с неоднородностью ордовикско-силурийских отложений на Сибирской платформе [Золотов, 1982]. В палеозоидах Казахстана этот этап выражен совершенно по-другому. Здесь происходит не завершение развития структур, как в каледонидах Центральной Азии, а наоборот, преобладает возрождение (или зарождение?) новых палеоокеанических бассейнов с характерным набором пород офиолитовой ассоциации. Таким образом, к девону в Центральной Азии завершилось в основном формирование каледонид и континентальной коры за счет океанической и переходной, хотя в процессе ее преобразования наращивание гранитно-метаморфического слоя продолжалось и в девоне, и позднее, до конца палеозоя.

ДЕВОНСКО-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Почти все девонские и более молодые формации и структуры относятся к орогенному типу, и поэтому по всей тектонической однородности девонско-позднепалеозойский этап ближе самому раннему, венд-среднекембрийскому, чем более поздним. На территории каледонид эта однородность ярко выражена в очень широком, массовом развитии орогенного магматизма, подчиненного общей закономерности в расположении вулканогенных поясов разного состава: к Зайсанской и Южно-Монгольской областям герцинид примыкают щелочноземельные, а по мере удаления в глубь каледонид развиваются щелочные вулканы (рис. 51).

В межгорных прогибах девонско-позднепалеозойского возраста выделяются два подэтапа развития — ранне-среднедевонский (эйфель) и среднедевонско(живет)-позднепалеозойский. В наиболее крупных прогибах им отвечают структурные ярусы, а мелкие мульды нередко соответствуют только одному из них.

Ранне-среднедевонский подэтап характеризуется очень широким развитием преимущественно наземного вулканизма и грубообломочных моласс, нередко замещающих друг друга по латерали и вертикали. Для этого подэтапа особенно характерно образование штамповых структур, отражающих движение блоков фундамента.

Для среднедевонско-позднепалеозойского подэтапа характерно более спокойное накопление главным образом пестроцветных терригенных молассоидов, а в конце живета — даже сероцветных морских осадков. Завершающими были угленосные отложения. Орогенные вулканы встречены только в нескольких мульдах и прогибах, хотя туфогенные породы раннего карбона развиты довольно широко. Этот верхний структурный ярус характеризуют пологие конседиментационные складки, только позднее осложненные разломами. Вся система блоково-скалчатых и разрывных структур отвечает на этом этапе субширотному сжатию и соответствующему движению горных масс [Моссаковский, 1963; Суворов, 1983; и др.].

Девонско-верхнепалеозойский этап выражается не только формированием поверхностных структур, но и массовым гранитообразованием, особенно в пределах

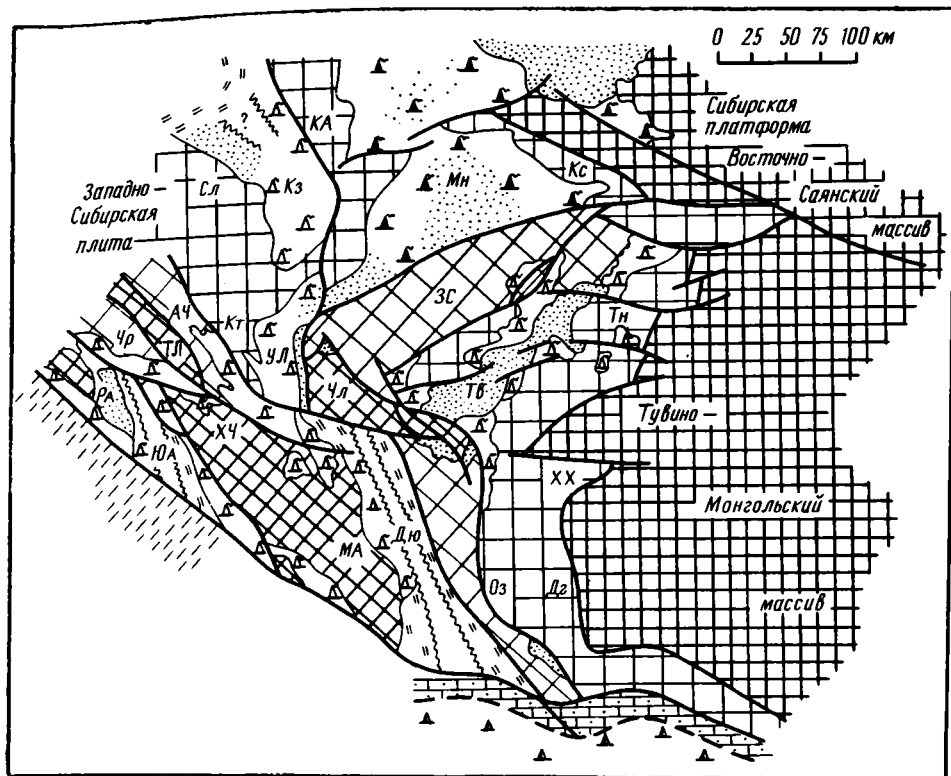


Рис. 51. Палеотектоническая схема каледонид Центральной Азии для девона
Условные обозначения см. на рис. 47

поднятий. Изучение его раскрывает некоторые особенности развития этих поднятий, как правило не сохраняющих следов других геологических событий.

Девонское гранитообразование завершало формирование структур и гранитно-метаморфического слоя коры в наиболее молодых, позднесилурийских, зонах каледонид. Так, в Западно-Саянском синклинии в начале девона оно завершилось образованием крупных гранитных массивов (большепорожский и джойский комплексы), тяготеющих к его ядру. Сходные процессы проявились в Ануйско-Чуйском синклинии, но здесь они продолжались, как и складкообразование, позднее и привели к формированию поздне- и последевонских гранитоидных комплексов.

В Западной Монголии еще в раннем палеозое начали формироваться массивы габбро-диорит-плагиогранитной и гранит-гранодиоритовой формаций, но именно в девоне началось массовое образование палингенно-метасоматических и магматических "орогенных" гранитоидов во всех тектонических зонах (гранит-щелочно-гранитоидная формация). Знаменательно, что они формировались преимущественно за счет более древних, гранитоидных, формаций, и поэтому их массивы часто находятся внутри более древних, имея с ними и рвушие — фазовые и постепенные — фациальные соотношения. Кроме того, для "орогенных" гранитоидов в меньшей степени замечено омоложение с северо-востока на юго-запад, а образование их ограничено более коротким интервалом времени. Процессы образования девонских и более молодых орогенных гранитоидов, по-видимому, можно связать с тектоническим расслоением и движением образовавшихся пластин в недрах гранитного слоя земной коры. Возможно, оно было вызвано сжатием области каледонид в пе-

риод наиболее интенсивного расширения, происходившего в соседних областях герцинид — Зайсанской и Южно-Монгольской.

Очевидное влияние герцинских процессов на примыкающую окраину каледонид выразилось в образовании специфических линейных деструктивных прогибов — моногеосинклиналей. Самая крупная из них, Делюно-Юстыдская, образовалась в девоне в результате растяжения и проседания молодой каледонской коры. Она протягивается вдоль Монгольского Алтая более чем на 300 км в северо-западном направлении при ширине до 30—40 км и максимальном опускании (судя по мощности выполняющих осадков) до 5—6 км. Как отмечалось, мелкозернистые алевропесчанистые отложения сменяются в ней молассами по латерали только на северо-западном замыкании. Вкрест простираения моногеосинклинали эта смена происходит очень быстро, на расстоянии нескольких километров. Похожий прогиб известен также на Юго-Западном Алтае (Белоубинско-Маймырский синклиорий).

Сильное герцинское воздействие испытала в позднем девоне юго-западная окраина каледонид в пределах Рудного Алтая. В верхнем девоне здесь формировалась Пихтовская зона щелочноземельных вулканитов, располагавшаяся над зоной субдукции герцинид Зайсанской области под каледониды. Важно подчеркнуть, что именно вулканиты Пихтовской зоны не имеют аналогов среди близких по возрасту каледонских формаций. В то же время более ранние девонские вулканиты и ассоциирующие с ними карбонатно-терригенные и молассоидные отложения Рудного Алтая, перекрывающие метатерригенные сланцы кембро-ордовика, весьма сходны по составу, строению и структурному положению с орогенными отложениями каледонид и подтверждают каледонский возраст основных структур Рудного Алтая.

* * *

Итак, история формирования каледонских структур и развития континентальной коры на месте палеоокеанического бассейна Центральной Азии распадается на ряд последовательных этапов. Они определяют его тектоническое единство, несмотря на четкое деление на палеотектонические области, соответствующие частям палеоокеана на каждом этапе его развития. Палеоструктур, которые существовали бы не изменяясь на протяжении нескольких этапов, не установлено, т.е. не было структур однотипного сквозного развития в течение всего каледонского цикла. Маловероятны палеотектонические зоны, области или структуры сквозного "байкальско-каледонского" или "каледонско-герцинского" развития, из чего следует, что каледонский тектонический цикл, ограниченный временными границами, скорее всего, отражает периодичность развития глобального масштаба.

Многие данные позволяют предполагать, что созданная в конце раннего протерозоя Пангея-1 или Прапангея существовала вплоть до венда, подвергаясь в рифее ограниченному дроблению — рифтингу и рассеянному спредингу, который сопровождался образованием ряда структур, от платформенных авлакогенов до глубоких линейных прогибов, иногда содержащих некоторые породы офиолитовой ассоциации.

В конце рифея—венде Прапангея начала распадаться на крупные литосферные плиты, которые расходились все далее, образуя новые межконтинентальные палеоокеаны [Bond et al., 1984; и др.]. Палеотектонические реконструкции, основанные главным образом на палеомагнитных исследованиях, показывают, что миграция континентальных блоков была весьма дифференцированной и сопровождалась их вращением [Храмов, 1981; Piper, 1983; Зоненшайн и др., 1984]. Можно полагать, что и Центрально-Азиатский бассейн с океанической корой возник в самом конце рифея и наиболее ярко развивался как палеоокеан в венде—раннем кембрии. Соответствующие его частям палеотектонические области показывают, что его неоднородность была наименьшей именно на этом этапе.

Уже в начале среднего кембрия часть палеотектонического бассейна превратилась

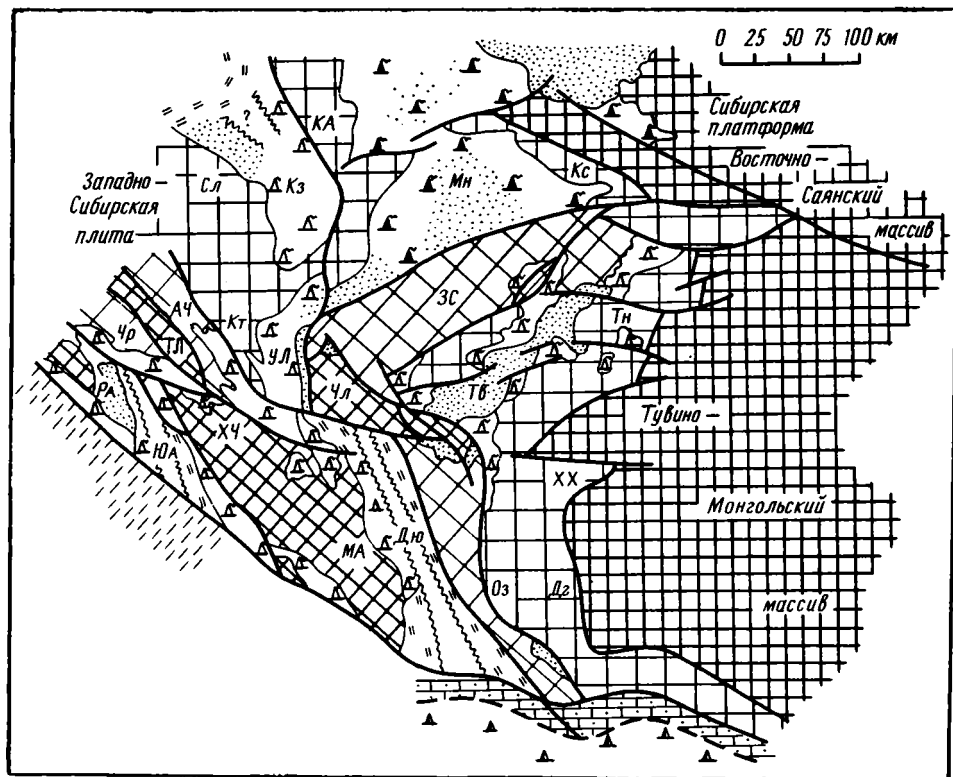


Рис. 51. Палеотектоническая схема каледонид Центральной Азии для девона
Условные обозначения см. на рис. 47

поднятий. Изучение его раскрывает некоторые особенности развития этих поднятий, как правило не сохраняющих следов других геологических событий.

Девонское гранитообразование завершало формирование структур и гранитно-метаморфического слоя коры в наиболее молодых, позднесилурийских, зонах каледонид. Так, в Западно-Саянском синклинии в начале девона оно завершилось образованием крупных гранитных массивов (большепорожский и джойский комплексы), тяготеющих к его ядру. Сходные процессы проявились в Аунуйско-Чуйском синклинии, но здесь они продолжались, как и складкообразование, позднее и привели к формированию поздне- и последевонских гранитоидных комплексов.

В Западной Монголии еще в раннем палеозое начали формироваться массивы габбро-диорит-плагиогранитной и гранит-гранодиоритовой формаций, но именно в девоне началось массовое образование палингенно-метасоматических и магматических "орогенных" гранитоидов во всех тектонических зонах (гранит-щелочно-гранитоидная формация). Знаменательно, что они формировались преимущественно за счет более древних, гранитоидных, формаций, и поэтому их массивы часто находятся внутри более древних, имея с ними и рвушие — фазовые и постепенные — фациальные соотношения. Кроме того, для "орогенных" гранитоидов в меньшей степени замечено омоложение с северо-востока на юго-запад, а образование их ограничено более коротким интервалом времени. Процессы образования девонских и более молодых орогенных гранитоидов, по-видимому, можно связать с тектоническим расслоением и движением образовавшихся пластин в недрах гранитного слоя земной коры. Возможно, оно было вызвано сжатием области каледонид в пе-

риод наиболее интенсивного расширения, происходившего в соседних областях герцинид — Зайсанской и Южно-Монгольской.

Очевидное влияние герцинских процессов на примыкающую окраину каледонид выразилось в образовании специфических линейных деструктивных прогибов — моногеосинклиналей. Самая крупная из них, Делюно-Юстыдская, образовалась в девоне в результате растяжения и проседания молодой каледонской коры. Она протягивается вдоль Монгольского Алтая более чем на 300 км в северо-западном направлении при ширине до 30—40 км и максимальном опускании (судя по мощности выполняющих осадков) до 5—6 км. Как отмечалось, мелкозернистые алевропесчанистые отложения сменяются в ней молассами по латерали только на северо-западном замыкании. Вкрест простираения моногеосинклинали эта смена происходит очень быстро, на расстоянии нескольких километров. Похожий прогиб известен также на Юго-Западном Алтае (Белоубинско-Маймырский синклинорий).

Сильное герцинское воздействие испытала в позднем девоне юго-западная окраина каледонид в пределах Рудного Алтая. В верхнем девоне здесь формировалась Пихтовская зона щелочноземельных вулканитов, располагавшаяся над зоной субдукции герцинид Зайсанской области под каледониды. Важно подчеркнуть, что именно вулканиты Пихтовской зоны не имеют аналогов среди близких по возрасту каледонских формаций. В то же время более ранние девонские вулканиты и ассоциирующие с ними карбонатно-терригенные и молассоидные отложения Рудного Алтая, перекрывающие метатерригенные сланцы кембро-ордовика, весьма сходны по составу, строению и структурному положению с орогенными отложениями каледонид и подтверждают каледонский возраст основных структур Рудного Алтая.

* * *

Итак, история формирования каледонских структур и развития континентальной коры на месте палеоокеанического бассейна Центральной Азии распадается на ряд последовательных этапов. Они определяют его тектоническое единство, несмотря на четкое деление на палеотектонические области, соответствующие частям палеоокеана на каждом этапе его развития. Палеоструктур, которые существовали бы не изменяясь на протяжении нескольких этапов, не установлено, т.е. не было структур однотипного сквозного развития в течение всего каледонского цикла. Маловероятны палеотектонические зоны, области или структуры сквозного "байкальско-каледонского" или "каледонско-герцинского" развития, из чего следует, что каледонский тектонический цикл, ограниченный временными границами, скорее всего, отражает периодичность развития глобального масштаба.

Многие данные позволяют предполагать, что созданная в конце раннего протерозоя Пангея-1 или Пропангея существовала вплоть до венда, подвергаясь в рифее ограниченному дроблению — рифтингу и рассеянному спредингу, который сопровождался образованием ряда структур, от платформенных авлакогенов до глубоких линейных прогибов, иногда содержащих некоторые породы офиолитовой ассоциации.

В конце рифея—венде Пропангея начала распадаться на крупные литосферные плиты, которые расходились все далее, образуя новые межконтинентальные палеоокеаны [Bond et al., 1984; и др.]. Палеотектонические реконструкции, основанные главным образом на палеомагнитных исследованиях, показывают, что миграция континентальных блоков была весьма дифференцированной и сопровождалась их вращением [Храмов, 1981; Piper, 1983; Зоненшайн и др., 1984]. Можно полагать, что и Центрально-Азиатский бассейн с океанической корой возник в самом конце рифея и наиболее ярко развивался как палеоокеан в венде—раннем кембрии. Соответствующие его частям палеотектонические области показывают, что его неоднородность была наименьшей именно на этом этапе.

Уже в начале среднего кембрия часть палеотектонического бассейна превратилась

в систему островных вулканических дуг и мелководных краевых морей, а в конце кембрия в результате мощного скучивания она превратилась в раннекаледонскую ("салаирскую") покровно-складчатую область с многочисленными массивами гранитоидов, в которой океаническая кора преобразовалась в кору переходного типа. Характерно, что венд-среднекембрийскому (амгинский ярус) этапу развития каледонид вполне определенно отвечает одновозрастный этап развития Сибирской платформы, характеризующийся однородным опусканием и формированием сплошного, преимущественно карбонатного чехла (см. рис. 46) [Золотов, 1982].

В среднем—верхнем кембрии продолжала существовать крупная реликтовая часть Центрально-Азиатского палеоокеана, заполнявшаяся огромной массой терригенного материала, очевидно сносимого с древнего обрамления Сибирской платформы. Этот материал разносился крупной долинно-всерной системой по огромной области, занимающей даже после интенсивной складчатости и латерального сокращения не менее 0,5 млн км². Вполне допустимо ее сопоставление с периокеаническими прогибами [Пушаровский, 1985] и областями лавинной седиментации современных океанов [Лисицын, 1984]. Проседание реликтового бассейна завершилось в конце кембрия—начале ордовика мощным скучиванием, метаморфизмом, гранитообразованием и формированием "среднекаледонских" сооружений (Горный и Монгольский Алтай, Чулышманская и Цаганшибетинская зоны). За пределами реликтового бассейна в среднем и верхнем кембрии на территории каледонид развивались только межгорные впадины. Знаменательно, что в это же время на юго-западной окраине Сибирской платформы происходило накопление мощных терригенных отложений [Золотов, 1982].

В ордовике и силуре на месте реликтового бассейна сохранились только остаточные прогибы, заполнявшиеся морскими терригенными и карбонатными осадками. Но на близкой к герцинидам окраине "средних" каледонид появились первые деструктивные прогибы с комплексом формаций островодужного типа. К началу девона во всех этих структурах произошло скучивание, метаморфизм и гранитообразование, завершившие преобразование земной коры переходного типа в континентальную на всей территории каледонид.

Девонский этап начинается массовым орогенным магматизмом и развитием межгорных впадин на каледонском складчатом основании. Это был этап формирования структур на континентальной коре, этап ее активного преобразования, продолжавшегося по крайней мере до конца палеозоя. Эти процессы осложнялись латеральным тектоническим воздействием на каледониды активно развивавшихся соседних герцинских областей. В результате в каледонидах возникали специфические деструктивные прогибы — моногеосинклинали и краевые вулканические пояса. В дальнейшем, вплоть до настоящего времени, в каледонидах проявляются движения преимущественно по разломам, образующие закономерные парагенезы структур [Моссаковский, 1963; Дергунов, 1972; Тихонов, 1974; Суворов, 1983].

**СРАВНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНИД
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Палеозойские структуры Казахстана изучены, вероятно, более полно и детально, чем Центральной Азии. Кроме того, в последние годы появились публикации, освещающие его строение на основе нового понимания природы офиолитовой ассоциации и признания большого значения горизонтальных движений. Одни из этих исследований касаются отдельных проблем, например офиолитов [Антонюк, 1974; Беспалов, 1982; Макарычев и др., 1983; и др.], другие посвящаются обобщению всех известных материалов на новой теоретической основе [Антонюк и др., 1977; Тектоника..., 1982; Хераскова, 1986; и др.]. Эти работы относительно полно освещают строение каледонид Центрального Казахстана, но все же, вероятно, пока остаются невыясненными некоторые важные особенности, допускающие существенно разные трактовки строения и происхождения многих структур и построение значительно отличающихся тектонических схем.

Краткий очерк наиболее важных и общих особенностей строения и развития каледонских структур Казахстана необходим для сопоставления с каледонидами Центральной Азии, без этого трудно восстановить историю возникновения и развития палеоокеанического бассейна. Нужно отметить, что подобные сопоставления проводились как для некоторых типов структур, формаций и отдельных этапов их развития [Моссаковский, 1975; Дергунов, Хераскова, 1981; Хераскова, 1986], так и при более широких обобщениях и палеотектонических реконструкциях [Зоненшайн, 1972; Моссаковский, Дергунов, 1983]. Однако в последние годы появились новые материалы о более молодом возрасте пород офиолитовой ассоциации и других толщ Казахстана [Новикова и др., 1980, 1983], а также о покровной тектонике для многих районов Казахстана [Ротараш и др., 1980; Самыгин, 1974, 1982, 1984]. Они существенно меняют представления о строении отдельных складчатых сооружений и в некоторой мере о тектонике всех казахстанских каледонид и создают необходимость проведения новых сопоставлений с сибирскими каледонидами.

Выше были показаны некоторые черты сходства сибирского и казахстанского обрамления каледонид. Особенно интересно сходство их верхних, венд-раннекембрийских этажей, в которых установлены закономерные латеральные изменения от эпиконтинентальных отложений к шельфовым, склоновым и, наконец, океаническим по мере движения в глубь каледонид. Эти изменения показывают, что казахстанские и сибирские докаледонские сооружения служили континентальным обрамлением палеоокеанического бассейна.

Каледонские сооружения Центральной Азии, как показано выше, были сформированы в результате нескольких этапов преобразования океанических структур этого бассейна: венд-среднекембрийского, средне-позднекембрийского и ордовикско-силурийского. Хотя этим этапам соответствуют в разных сооружениях разные стратиграфические, формационные и структурные комплексы, смена их везде происходит почти одновременно, чем подтверждается целостность развития палеоокеанического бассейна Центральной Азии как единой палеотектонической мегаструктуры. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть строение каледонид Казахстана в аспекте таких же временных рубежей и попытаться провести их корреляцию с каледонидами Центральной Азии.

Одно из последних обобщений материалов по Восточному Казахстану, на территории которого располагаются каледонские структуры, можно видеть на Тектонической карте и в объяснительной записке к ней [Тектоника..., 1982], в которых проводится тектоническое районирование по возрасту континентальной коры и гранитно-метаморфического слоя. Весь Восточный Казахстан делится на два геоблока: Западный, совпадающий с Кокчетавско-Северотяньшаньской складчатой

системой, и Восточный, объединяющий Бошекуль-Чунгизскую, Джунгаро-Балхашскую и Зайсанскую системы. В пределы Западного геоблока входят Кокчетавский, Улутавский, Актау-Моинтинский и другие докаледонские массивы, разделенные целым рядом разновозрастных деструктивных прогибов. Считается, что континентальная кора массивов была сформирована в конце рифея, а в области, занятой прогибами, — к концу девона. Венд-среднекембрийский этап развития этих структур представлен различными комплексами формаций, наиболее полный и всесторонний анализ которых был выполнен Т.Н. Херасковой [1986].

На сиалическом основании древних массивов, чаще заполняя грабены, с размывом лежат породы кварц-аркозовой формации (венд). Они перекрываются и сменяются по латерали более мелкозернистыми породами кремнисто-карбонатной формации (венд-кембрий), которая вместе с кварц-аркозовой образует эпиконтинентальный чехол древних массивов. В деструктивных прогибах к этому же интервалу времени относятся другие, значительно сильнее смятые отложения. В Байконурском прогибе они начинаются с грубообломочных осадочных пород, которые вместе с мелкозернистыми осадочно-туфогенными образуют кремнисто-туффито-терригенную формацию (венд). Иногда в ней появляются щелочные базальты, которых, судя по геофическим данным, значительно больше в срединной части прогиба. У бортов прогиба широкое распространение получила спарагмитовая формация, перекрывающая и частично замещающая предыдущую. Ее облик определяют тиллоиды, образованные аргиллитами и алевролитами, содержащими несортированные обломки разных пород. Завершает выполнение Байконурского прогиба черносланцевая карбонатно-кремнистая формация. Она выходит за его пределы на докембрий Улутавского массива, и сложена углеродистыми сланцами, глинистыми, кремнистыми и доломитистыми известняками. Встречаются мало мощные горизонты фосфоритов. Кремнистые породы отличаются высоким содержанием некоторых рудных компонентов. Эта формация занимает весь кембрийский интервал, хотя мощность ее не превышает 400 м.

В пределах Кокчетавского массива к этому же этапу относится контрастная щелочная осадочно-вулканогенная формация [Розен, 1977], до половины объема которой занимают щелочные базальтоиды, а также калиевые и натровые риолиты. Ассоциация таких вулканитов с грубообломочными отложениями и приуроченность к разломным структурам позволяют сопоставлять эту формацию с венд-кембрийскими формациями Байконурского и других рифтогенных прогибов.

Также в пределах Западного блока, в его Джарканигогачской зоне, выделен близкий по возрасту и составу комплекс формаций, в котором определяющей является кремнисто-диабазовая формация (венд). В нижней части ее преобладают мелкокристаллические диабазы, значительно меньше спилитов и лавобрекчий, в виде прослоев встречаются пирокластические породы, кремнистые туффиты и яшмы. Петрохимически базальтоиды относятся к щелочным оливиновым базальтам, отличающимся от такой же формации Байконурского прогиба меньшим количеством сиалического материала, лучшей его сортировкой и меньшей грубозернистостью, а завершает разрез та же черносланцевая глинисто-кремнистая формация (кембрий?). Перечисленные формации Западного геоблока обладают многими общими особенностями: изменчивой, резко уменьшающейся к бортам прогибов мощностью; преобладанием щелочных, в том числе калиевых, вулканитов; широким развитием местного осадочного материала, включающего и грубообломочный, молассоидный. Эти особенности характерны для формаций, выполняющих рифтогенные прогибы, в то же время заметные латеральные изменения формаций с запада на восток говорят об увеличении в них доли океанических отложений (Тектоника..., 1982; Хераскова, 1986).

В пределах Восточного геоблока предполагается широкое развитие океанических формаций на меланократовом основании, однако достоверно к венд-среднекембрийскому этапу можно их относить только на нескольких участках

Бошекуль-Чингизской системы [Тектоника ..., 1982]. Здесь, в Центрально-Чингизской зоне, под типичными островодужными вулканитами среднего кембрия вскрывается карбонатно-спилитовая формация, ассоциирующая обычно с блоками меланократового основания, особенно в составе тектонических покровов. Облик формации определяют щелочные оливиновые базальты, спилиты, редко встречаются андезиты и более кислые дифференциаты. Среди характерных для формации шаровых лав попадают карбонаты, иногда в виде биогермных построек, которые позволяют считать, что эта формация образовалась на небольшой глубине. Возраст формации определяет ее стратиграфическое положение, а также раннекембрийские микрофитоциты.

Перекрывающие среднекембрийские осадочно-вулканогенные формации разнообразны по набору пород и относятся к островодужному комплексу. В юго-западной части Центрально-Чингизской зоны развита базальт-андезит-базальтовая, а в северо-восточной — базальт-андезит-дацит-липаритовая формации. Первую относят к среднему кембрию с некоторой долей условности, вторую, содержащую вулканиты непрерывно дифференцированной серии, — более уверенно, так как она перекрывает, как отмечалось, нижнекембрийские отложения и надстраивается более мелководной туффито-известняково-кремнистой формацией верхней половины среднего кембрия. Эти островодужные формации участвуют в строении очень сложного пакета пластин, который начал формироваться в среднем кембрии, но продолжал надстраиваться еще долгое время.

Таким образом, структуры и формации венд-среднекембрийского этапа Западного геоблока Казахстана вполне сопоставимы с аналогичными рифтогенными и эпиконтинентальными образованиями сибирского обрамления каледонид Центральной Азии. В Восточном геоблоке Казахстана достаточно обоснованно сопоставимы с центральноазиатскими нижнекембрийская карбонатно-спилитовая океаническая и среднекембрийские осадочно-вулканогенные островодужные формации чингизской части Бошекуль-Чингизской системы. Многие другие океанические формации Восточного геоблока оказались значительно моложе [Новикова, 1980, 1983].

Средне-позднекембрийский этап в Казахстане трудно выделить, так как соответствующие ему структуры и формации не обособляются в виде отдельных, отличных от других образований. Они находятся в составе кремнисто-терригенных формаций, завершавших выполнение рифтогенных прогибов Западного геоблока или начавших накопление терригенных формаций континентального склона на границе с Восточным геоблоком. Предполагаются породы этого возраста так же в составе вулканогенных толщ офиолитовых серий Восточного мегаблока. Но можно утверждать, что в Казахстане вообще нет средне-верхнекембрийских отложений, сопоставимых с мощным терригенным флишондным комплексом, выполнявшим огромный глубоководный бассейн и определявшим средне-верхнекембрийский этап развития каледонид Центральной Азии.

Ордовикско-силурийский этап отличается значительным оживлением тектонических процессов во всех зонах Восточного Казахстана. В пределах Западного мегаблока деструкционные прогибы Степнякской, Конской и других зон занимают большую часть его площади и заполняются мощными (до 10 км, иногда более) терригенными толщами и вулканитами островодужного типа. Развитие этих структур завершается уже в позднем ордовике появлением нижних моласс и массовым образованием гранитоидов тоналит-гранодиоритового комплекса, свидетельствующими о восстановлении здесь гранитно-метаморфического слоя земной коры [Тектоника..., 1982].

В переходных зонах от Западного к Восточному мегаблоку (Акдымская, Атасуйская) в это время в условиях континентального склона и подножия накапливались кремнисто-карбонатно-терригенная и терригенно-кремнистая формации континентального склона и подножия. По мере движения с запада на восток в них усиливаются признаки накопления в глубоководных океанических условиях.

В Джунгаро-Балхашской системе в начале ордовика, вероятно, происходит возрождение океанического офиолитового вулканизма и кремненакопления, представленное яшмово-спилитовой и туффито-яшмовой формациями, ассоциирующими с обломками и пластинами габбро-гипербазитов (Тектурмасская, Нуринская, Балхашская и другие зоны). Во второй половине ордовика этот бассейн начал интенсивно заполняться преимущественно терригенным материалом краевоморских формаций, которые обычно с перерывом и несогласием перекрывают глубоко-водные океанические отложения. Осадконакопление продолжалось очень долго, до среднего карбона, и в результате комплекс достиг огромной мощности (до 10 км). В нижней части его отложения обычно обогащены продуктами размыва океанических формаций — кремнистыми и туфогенными отложениями; выше, на уровне силура, среди граувакковых песчаников и алевролитов встречаются грубообломочные породы и рифовые известняки, в нижнем девоне заметно обогащенные вулканомиктовым и туфогенным материалом, вероятно из вулканического пояса соседних каледонских зон. Формационные и структурные особенности этого терригенного комплекса позволяют сравнивать Джунгаро-Балхашскую систему в период его накопления с краевыми морями. Смена накопления этого комплекса нижней молассой и орогенными вулканитами на западной окраине Джунгаро-Балхашской системы произошла в живетском веке среднего девона, а на остальной части — в раннем карбоне. Примерно в это же время происходило образование габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитной формации, знаменующей заметное развитие гранитно-метаморфического слоя в этой герцинской системе.

Активные процессы формирования островодужных комплексов продолжались в ордовике и силуре в Бошккуль-Чингизской системе, причем здесь они неоднократно возобновлялись и соответственно повторялись вулканогенные (базальт-андезит-липаритовая) и вулканогенно-осадочные (граувакково-вулканомиктовая и др.) формации, часто ассоциирующие с олистостромами. Эти формации образуют очень сложную покровную структуру Чингизского антиклинория, реконструкция которого позволяет установить их образование в условиях островодужных вулканических поднятий и преддуговых прогибов. Характерной особенностью строения и развития Чингиз-Тарбогатайской части этой системы является выделение в конце ордовика — силура особого завершающего этапа, в котором вместе с андезит-липаритовыми вулканитами появляются нижние молассы. Именно в это время происходит смена северо-восточного направления тектонических движений и скупивания на противоположное, юго-западное [Самыгин, 1984]. Постепенное омоложение моласс и вулканитов к краям Чингизского антиклинория позволяет говорить о "центробежном" характере его формирования. В конце силура происходит массовое образование гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитной формации, свидетельствующей о существенном развитии в этой зоне гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Итак, на венд-среднекембрийском этапе в Западном мегаблоке и чингизской части Восточного мегаблока развивались структуры и формации, сходные с разновозрастными образованиями каледонид и их древнего обрамления Центральной Азии. Однако трудно или невозможно найти в Казахстане структуры и формации, аналогичные центральноазиатским, образованные на более позднем средне-верхнекембрийском этапе. Этот этап, во многом определяющий для Центральной Азии, вообще не обособляется в истории развития Казахстана. Развитие этих регионов в ордовике и силуре также заметно отличалось: в это время в Казахстане образовывались самые разнообразные комплексы рифтогенных, склоновых, океанических и островодужных формаций и структур, а в Центральной Азии — только остаточные и деструкционные прогибы. Однако на завершающей, континентальной, стадии развития каледонид Казахстана и Центральной Азии в девоне и позднем палеозое снова появляются общие структуры и формации, указывающие на их значительное сходство [Моссаковский, 1975].

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЛЕДОНИД ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Каледонские сооружения, обрамляющие северную половину Атлантического океана, занимают на востоке часть Скандинавии, острова Британии и Ирландии, восточное побережье Гренландии, о-в Ньюфаундленд, п-ов Новая Шотландия и Аппалачские горы Северной Америки. Здесь широко распространены наборы пород, характерных для офиолитовой ассоциации, островодужных, окраинно-морских и других формаций, образованных на разных стадиях развития разных частей позднекембрийско-раннепалеозойского океана Япетус [Roberts, Gale, 1978; Williams, Hatcher, 1983; и др.]. За каледонскими сооружениями, к западу и востоку от них, располагаются древние докаледонские континентальные массивы Балтийского щита и Северо-Американской платформы, частично перекрытые рифейскими рифтогенными и нижнепалеозойскими платформенными отложениями. И в Скандинавии, и в Аппалачах каледониды образуют относительно узкие, но весьма протяженные покровно-складчатые пояса, тектонически перекрывающие древнее, архейско-протерозойское кристаллическое основание, и местами рифейские и венд-раннепалеозойские эпиконтинентальные отложения.

СКАНДИНАВИЯ

Покровное строение каледонид еще в конце прошлого века установил здесь А.Е. Торнебом [Törnebohm, 1888, 1896]. При этом в составе покровов были обнаружены не только венд-палеозойские, но и более древние породы кристаллического основания. Можно считать Скандинавские каледониды классическим примером развития покровной тектоники. Основные черты геологического строения Скандинавии были изложены в трудах О. Хольтедаля [Holtedahl, 1960], Т. Странда и О. Куллинга [Strand, Kulling, 1972]. Особенно активно исследования проводятся в последние годы на основе современных геологических концепций и с применением новейших аналитических методик. Основательное изучение средней части каледонид по обе стороны от геотраверса Остерсунд-Тронхейм провели шведские и норвежские геологи Д. Джи, Е. Закрисон, Б. Стёрт, Д. Брутон, Д. Робертс, Ф.Хр. Вольф и другие. Здесь выделены три крупных аллохтона, установлены время и амплитуда их перемещений, а также проявление связанного с ними своеобразного метаморфизма и магматизма [Gee, 1975; Roberts, Gee, 1981; Stephens, Gee, 1981; Ramberg, 1981; Grenne, Lagerblad, 1981; Gee, 1982; и др.]. Сопоставимые результаты получены при изучении южной окраины каледонид в районе Бергенских дуг и на севере Норвегии [Thon, 1981; Nordos et al., 1981; Ramsay et al., 1981; Tragheim, 1981]. Большое внимание древнему основанию — соотношению и влиянию на него каледонских покровов — уделено в трудах Р.М. Горбачева, Е. Велина, У.Л. Гриффина, Дж. Натерстада и др. [Gorbatshev, 1981; Горбачев и др., 1982; Welin et al., 1982; Gorbatshev et al., 1981; Griffin and Carswell, 1981; и др.].

Итак, каледониды Скандинавии представлены комплексами тектонических покровов, перекрывающих древнее, архей-протерозойское основание и рифей(?)—нижнепалеозойский осадочный чехол. В строении древнего основания принимают участие глубокометаморфизованные вплоть до гранулитовой фации породы, а также гранитоиды раннепротерозойского и рифейского возраста.

В южной половине Швеции и Норвегии древнее основание делится на ряд блоков, протягивающихся в север-северо-западном направлении [Горбачев и др., 1982]. Наиболее восточный из них, Свекофенский блок, слагают метаморфиты,

перекрытые кварцевыми порфирами и прорванные гранитами группы Смоланд (1700—1650 млн лет) и группы Дала (1600 млн лет). Западной границей Свекофенского блока служит Свеконорвежский фронт, за которым в блоке Скара-Сулэр граниты Смоланд быстро сменяются близкими по возрасту гратитоидами более основного состава. Здесь проявились и более поздние процессы, выразившиеся в образовании гранулитов Варберг (1550—1350 млн лет) и внедрении плитообразных тел диабазов ("гипериты" — 1550 млн лет).

Западнее, за мионитами сложного и долгоживущего разлома, находится следующий, вытянутый в том же северо-западном направлении блок Магнор-Мэрилюд. В нем на предполагаемом древнем фундаменте находится серия кварцитов, аркозов и кислых вулканитов Омоль, которая на запад переходит в глинистые песчаники, граувакии, сланцы и базальтоиды серии Стура Ле-Марстранд. Обе серии секутся гранитоидами Омоль (1700—1600 млн лет), после которых накапливались осадочные породы серий Даль и Копебу, и, наконец, внедрились граниты Бохус (900 млн лет). Еще западнее, в Юго-Западной Норвегии, располагается блок Телемарк, в пределах которого наиболее характерна глинисто-спилитовая серия Телемарк, накопившаяся на шалической коре. Позднее, в дальсландскую эпоху (1200 млн лет), она была шарьирована и метаморфизована до амфиболитовой фации. Перечисленные тектонические блоки относятся к единому коровому сегменту, сформированному к рубежу 1750—1550 млн лет и преобразованному более поздними свеко-норвежскими процессами [Горбачев и др., 1982]. Однако, по-видимому, не случайно позднее именно в пределах этого более подвижного сегмента накапливались и допалеозойские, и нижнепалеозойские отложения, а потом каледонское тектоническое расслоение, и шарьирование захватило здесь даже древний фундамент. Очень важно отметить, что в последние годы фундамент прослежен под аллохтонами вплоть до западного побережья Норвегии, причем степень метаморфизма его пород обычно ниже, чем в фрагментах фундамента, входящих в покровы [Gee, 1975]. Знаменательно также отсутствие каледонских гранитоидов, в том числе трондьемитов в кристаллическом фундаменте, но достаточно обильное присутствие их в составе перекрывающих его аллохтонов. Также интересно, что породы фундамента, вскрытые на норвежском побережье, западнее пояса каледонид совершенно аналогичны породам Балтийского щита и несопоставимы с породами Американской платформы [Gorbatschev, 1981].

Вскрытые в тектонических окнах — антиформах — под покровами автохтонные отложения однозначно указывают на крупные горизонтальные перемещения самих покровов. В окне Насафьёл и других подобных структурах на западе Центральной Скандинавии (Томерас, Гронг-Олден и др.) гранитоиды и другие породы древнего основания (1750 млн лет) стратиграфически перекрыты кварцитами и радиоактивными филлитами нижнего палеозоя, на которых с пологим тектоническим контактом лежат гранитизированные порфиroidы, в свою очередь стратиграфически перекрытые аркозами, тиллитами и метааргиллитами с крупными гальками и валунами порфиroidов, и только выше снова идут те же кварциты и радиоактивные филлиты [Lindqvist, 1981; Wilson, 1981].

В автохтонном положении эпиконтинентальный чехол прослеживается узкой полосой вдоль всего восточного фронта каледонид, причем, как правило, на древние метаморфиты и гранитоиды здесь ложатся средне-, реже нижнекембрийские темные сланцы. Стратиграфически подстилающие их кварциты, лежащие на древнем основании, появляются только в 40—70 км западнее, что установлено бурением [Gee, 1975].

Эти факты показывают: 1) в строении покровов участвуют все эпиконтинентальные отложения и их древний фундамент; 2) покровы двигались с запада на большие расстояния; 3) области накопления эпиконтинентальных отложений находились западнее их современного аллохтонного положения и тем

дальше, чем древнее эти отложения. Например, предполагается, что верхнерифейские (?) и вендские отложения, в том числе спаргмиты и тиллиты, накапливались в тектонических депрессиях, образованных при рифтинге Балтоскандинавско-Гренландского кратона на стадии зарождения океана Япетус (в основном) в 200—300 км западнее норвежского берега Атлантики [Nystuen and Kumpulainen, 1981]. В Скандинавии сохранились остатки двух подобных депрессий, которые по особенностям морфологии и составу выполняющих толщ относятся к авлакогенам [Roberts, Gale, 1978]. Более крупный из них, Тиманский, занимает небольшую полосу на крайнем севере Норвегии и предположительно продолжается на юго-восток. Он выполнен мощными терригенными отложениями, в том числе проксимальными и дистальными турбидитами, выше находятся карбонатные породы со строматолитами. Разрез надстраивается тиллитами венда и терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия, которые выходят и за пределы авлакогена. Весьма знаменательно, что эти автохтонные отложения секутся долеритовыми дайками.

На юго-востоке Норвегии описан Остердалский авлакоген, ограниченный разломами северо-северо-западного простирания. Он также выполнен в основном полевошпатовыми песчаниками, которые южнее сменяются мелководными терригенно-карбонатными отложениями, а выше — выходящими за пределы авлакогена кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами среднего—верхнего кембрия. Этот авлакоген, по-видимому, располагался под углом к предполагаемому ограничению палеоокеана Япетус. Таким образом, в верхнем докембрии сносимые со щита осадки откладывались в виде турбидитов в глубоких частях бассейнов, на шельфах которых накапливались доломиты, магнезиты и кремнистые породы. Блоковые движения, вероятно, способствовали образованию брекчий оползания, а варангское оледенение привело к накоплению тиллитов, на которых лежат мелководные морские осадки. В раннем кембрии произошла трансгрессия в глубь кратона, и там стали отлагаться кварцевые пески, алевроиты и другие терригенно-карбонатные осадки раннего палеозоя. Предвестником раскрытия палеоокеана Япетус в конце рифея можно считать рои долеритовых даек в спаргмитовой толще тектонического покрова Сёрв. В подстилающем кристаллическом фундаменте срединной части Скандинавии таких даек нет. Они обнаружены в нем только на западном побережье Норвегии. Это значит, что покров Сёрв продвинулся в глубь континента не менее чем на 300 км [Gee, 1975].

Таким образом, докаледонские образования Скандинавии представлены архей-нижнепротерозойским фундаментом и верхнерифейскими отложениями, выполнявшими рифтогенные депрессии. Нетрудно заметить их общее сходство с нижним и средним структурно-стратиграфическими этажами сибирского обрамления каледонид Центральной Азии. Определенное сходство имеют и венд-нижнепалеозойские отложения, которые накапливались в мелководных шельфовых бассейнах на обширной выровненной поверхности западной части Балтийского щита и относятся к третьему структурному этажу.

Собственно каледонские формации, образованные, вероятно, в разных частях палеоокеана Япетус, находятся только в составе тектонических покровов, продвинутых далеко на восток, в глубь Балтийского щита. Как отмечалось, древние породы щита выходят и западнее пояса каледонид, вдоль побережья южной половины Норвегии [Gee, 1975; и др.].

Вдоль восточного фронта каледонских покровов, непосредственно под тектонической поверхностью, ограничивающей нижний аллохтон, прослеживается узкая полоса нижнепалеозойских автохтонных осадков мощностью до 10 м, иногда более, стратиграфически перекрывающих древний фундамент. В основном они представлены нижнекембрийскими и средне-верхнекембрийскими глинистыми черными сланцами. На отдельных участках, где нижняя поверхность аллохтона поднимается в ордовикские отложения, мощность автохтона увели-

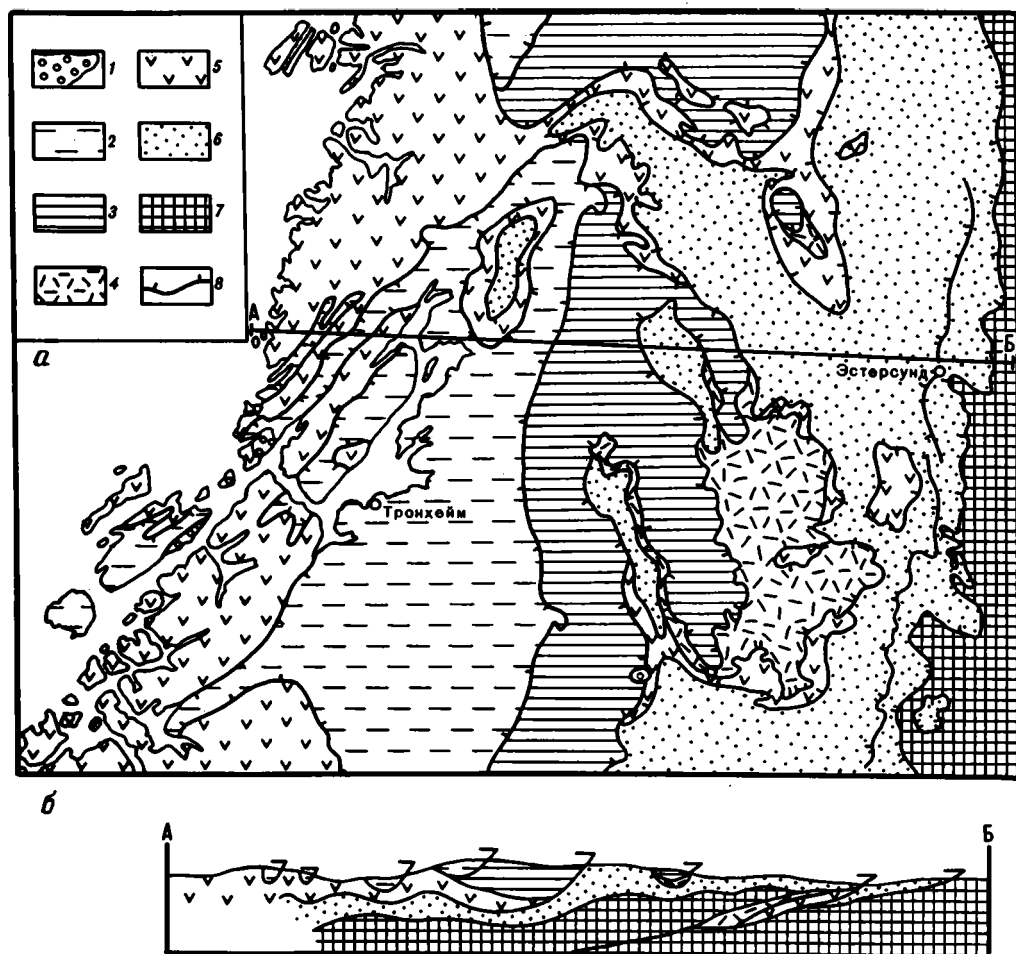


Рис. 52. Схема каледонских тектонических покровов в Скандинавии (а), геотраверс Тронхейм — Остерсунд (б) [Гее, 1975] (упрощено автором)

1 — позднеорогенные отложения; 2—4 — западный комплекс: 2 — "верхний покров", 3 — покровный комплекс Севе-Коли, 4 — покров Серв; 5—7 — восточный комплекс: 5 — покров Оффердаль; 6 — параавтохтон, 7 — автохтон; 8 — тектонические ограничения покровов

чивается и только для известняков ордовика достигает нескольких десятков метров. Бурение показало, что стратиграфическое налегание кембрийских сланцев на древний фундамент прослеживается от фронта каледонид далеко на запад, и только в 70 км от него под сланцами появляются нижнекембрийские (?) кварциты. Такие же данные получены в тектонических окнах в районе границы Швеции и Норвегии (рис. 52).

Тектонические покровы каледонид Скандинавии группируются в три аллохтона. Нижний аллохтон слагают такие же осадочные породы, как в автохтоне, но обычно разрезы начинаются с верхнего докембрия и нередко продолжают до ордовика, а иногда включают и силурийские отложения. Тектоническое налегание верхнедокембрийских пород нижнего аллохтона на кембрийские сланцы, прослеженное вдоль фронта каледонид, показывает, что его минимальное горизонтальное перемещение превышает несколько десятков километров, причем иногда в основание аллохтона попадают линзообразные тела пород кристаллического фундамента. Весьма характерны для основания нижнего ал-

лохтона специфические деформации срыва — деколlement, возникшие вблизи тектонической поверхности во время горизонтального перемещения по автохтону.

Сравнение разрезов толщ, составляющих нижний аллохтон, показывает, что их мощности увеличиваются в западном направлении. При этом в низах последовательно появляются все более древние толщи: нижнекембрийские кварциты, вендские тиллиты, верхнерифейские конгломераты и песчаники (спарагмит). Отсюда следует, что отложения, наблюдаемые в покровах Швеции, вероятно, накапливались западнее, на территории Норвегии и западнее ее. Отмечается широкое распространение однообразных черных кембрийских сланцев, часто ураноносных, и в то же время заметно изменяется состав ордовикских осадков, от платформенных известняков на востоке до сланцев и граувакков на западе, а также значительно увеличиваются их мощности — от десятков до 500 м. Докембрийские отложения лишь иногда встречаются в нижнем аллохтоне, хотя в среднем они обычны.

Средний аллохтон представляют главным образом сильно милонитизированные породы кристаллического основания и верхнерифейские (?) флювиальные песчаники, гравелиты, конгломераты, а также доломиты и тиллиты. Знаменательно, что породы среднего аллохтона перекрывают и нижний аллохтон, и автохтон во многих западных тектонических окнах, что указывает на возможность их накопления западнее побережья Норвегии.

Некоторые исследователи относят к среднему аллохтону также тектонический покров Сёрв, включающий мощную толщу (4,5—6 км), в которой преобладают флювиальные полевошпатовые песчаники. Как указывалось, толща рассечена множеством крупных и протяженных долеритовых даек [Roberts, Gee, 1981], позволяющих считать, что растяжение достигло 30 км. Петрохимическая и геохимическая характеристики этих даек близки к океаническим толеитам, а абсолютный возраст по изохроне Rb/Sr оказался в пределах 735 ± 260 млн лет. Определенный таким же методом возраст милонитов, ограничивающих этот покров, соответствует раннему ордовику [Gee, Zachrisson, 1979].

Присутствие долеритовых даек, как отмечалось, показывает, что покров переместился на восток не менее чем на 300 км, так как в кристаллическом основании таких даек нет, и только единичные дайки появляются на западном побережье. Время внедрения даек, по-видимому, совпадает с началом раскрытия палеоокеана Япетус в позднем докембрии, причем растяжение тогда распространилось и на рифейские (?) терригенные толщи. Сходство состава даек с океаническими толеитовыми базальтами позволяет рассматривать их в качестве аналогов первых подводных каналов.

Верхний аллохтон сложен наиболее характерными для каледонид остро-воздушными и океаническими офиолитовыми формациями, в том числе породами меланократового основания. Покровы верхнего аллохтона в ордовике и второй половине силура испытали наибольшее, на несколько сот километров, горизонтальное перемещение на восток. При этом они подверглись интенсивным деформациям и метаморфизму до амфиболитовой и местами гранулитовой фации. Почти все покровы утоняются в западном направлении и нередко полностью выклиниваются. Некоторые из них имеют признаки многофазных деформаций, связанных с мощным тектоническим скупиванием, которое, кроме того, привело к широкому развитию макробудинажа. Предполагается также, что скупивание сопровождалось поднятием западной части каледонского пояса, усилившего движение крупных покровов, пластин и макробудин на восток. К девону завершилось формирование основных покровных комплексов верхнего аллохтона: Севе, Кёли и Тронхеймского [Roberts, Gee, 1981].

Покровный комплекс Севе находится почти полностью в шведской части каледонского пояса, где он лежит на покрове Серв, иногда выходя на кристаллическое основание, а перекрывается покровом Кёли. Породы комплекса Севе

подверглись наибольшему деформациям и метаморфизму еще до главных движений покровов, которые происходили во второй половине силура и привели к перевернутой последовательности метаморфических фаций. Так, на юге шведских каледонид вершина горы Орескутан сложена гранулитами, средняя часть — амфиболитами и гнейсами покрова Севе, которые подстилаются зелеными сланцами покрова Сёрв, а нижняя часть и окружающее подножие — филлитизированными осадочными породами нижнего аллохтона с остатками фауны ордовика. Каждая группа метаморфитов отделена от соседней горизонтальной зоной милонитов. Эта уникальная последовательность пород была установлена еще в конце прошлого века [Törnebohm, 1888]. Недавние определения по Rb/Sr-соотношению в гранулитах дали каледонскую изохрону, но также указали на присутствие и докембрийского материала, подтвержденное древним возрастом зерен сфена (1700 млн лет), полученным по следам распада (fission tracks). В некоторых северных районах Швеции со сходными по составу и положению метаморфитами ассоциируют линзообразные тела габбро и гипербазитов [Gee, Zachrisson, 1979].

Покровный комплекс Кёли обычно согласно с постепенным, но быстрым переходом перекрывает метаморфиты покрова Севе, причем деформированность его выражена несколькими фазами изоклинальной складчатости и кливажа. В основании комплекса находятся зеленокаменные основные вулканиты, иногда актинолитовые сланцы и гранатсодержащие филлиты, выше преобладают более массивные метабазиты и кератофиры с прослоями чередующихся граувакк и филлитов. Здесь же встречены серпентинитовые конгломераты и песчаники с остатками среднеордовикской (?) фауны. На вулканитах лежит толща преимущественно кварцевых и полевошпатовых песчаников, граувакк и сланцев с валунами. Местами встречаются прослои известняков с остатками позднеордовикской и раннесилурийской фауны. Венчается разрез основными и кислыми вулканитами. Мощности пластов, пачек и толщ очень сильно меняются, от 1000 м до полного исчезновения. В соседних, но более восточных районах в составе комплекса Кёли значительно больше осадочных, в том числе известковых, пород, особенно в верхах разрезов. Нетрудно заметить, что приведенный разрез может характеризовать набор островодужных формаций.

Самый западный в Норвегии, Тронхеймский, покровный комплекс образует крупную синформу, внутреннее строение которой очень сложное и далеко еще не выясненное. Считается, что каледонские тектонические покровы лежат на докембрийских осадках (спарагмит) или непосредственно на древнем фундаменте, что наблюдается в тектонических окнах. Покровы сложены мощными вулканогенными и осадочными толщами, различающимися в западной и восточной частях района по составу и набору пород и, что особенно важно, по принадлежности раннеордовикской фауны к американским видам на западе и балтийско-скандинавским позднеордовикско-раннесилурийскими на востоке. Западная группа отложений (Стёрн) почти полностью представлена мощными массивными метабазитами и пиллоулавами с прослоями кремнистых пород, ассоциирующими с телами метагаббро и долеритовыми дайками, т.е. здесь сохранились разрезы офиолитовой ассоциации. Восточная группа (Фундшо) сложена бимодальными метавулканитами, пирокластами, туффитами и флишеподобными граувакками, они ассоциируют с кислыми и основными интрузиями. Петрохимические и геохимические особенности позволяют считать западные базальтоиды океаническими толентами, а восточные, изменяющиеся по составу от базальтов до андезитов, островодужными [Grenne, Lagerblad, 1981].

Таким образом, в главном среднем пересечении каледонид с запада на восток представлены палеотектонические зоны, соответствующие океанической, островодужной, краевоморской и шельфовой частям палеоокеана Япетус, а островодужные — нижним силуром.

В северных районах Скандинавии установлены комплексы формаций, близкие к описанным. Здесь, в районе Сулителма, наблюдаются зеленые терригенные сланцы позднего докембрия, океанические вулканические и осадочные отложения офиолитовой ассоциации, островодужные щелочноземельные вулканиты с телами медных руд и, наконец, ордовикско-силурийские флишоидные отложения, заполнявшие, вероятно, остаточные бассейны на месте палеоокеана. Все они входят в состав единого аллохтона, в котором каждый покров сложен породами одного из перечисленных комплексов. Аллохтон перекрывает древнее континентальное основание, а покровы надвинуты друг на друга с запада и залегают в обратной возрастной последовательности, так что верхний покров сложен докембрийскими сланцами, средний — офиолитами, островодужными вулканитами и рудами, а нижний — флишоидами ордовика и силура [Boyle et al., 1981].

В юго-западной части Норвегии наиболее полно представлены каледонские офиолиты, которые входят в состав Большой Бергенской дуги. На западе и востоке они тектонически подстилаются древними гнейсами и сланцами континентального фундамента. В составе офиолитового аллохтона сохранился весь стратифицированный разрез меланократового основания (снизу вверх): оливиновые кумуляты, габбро местами с трондьемитами, комплекс диабазовых даек с габбро в скринах нижней части и пиллоулавами в верхней и, наконец, полого лежащие на дайках пиллоулавы. На восточной окраине дуги породы меланократовой части офиолитов слагают отдельные тектонические пластины, в которых они обычно представлены меланжем и чередуются с пластинами кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов древнего основания.

Кроме офиолитов, на юго-западе Норвегии установлено широкое распространение верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений — преимущественно грубообломочных пород, образованных за счет размыва офиолитов, которые они перекрывают. Выше разрез надстраивается тонкозернистыми породами, в том числе граптолитовыми сланцами нижнего силура. Таким образом, здесь четко проявлены два этапа мощных покровных перемещений: дораннеордовикский, когда офиолиты были надвинуты на кристаллическое основание, и позднесилурийский, когда весь пакет пластин, сложенных породами древнего основания, каледонскими офиолитами и верхнеордовикско-нижнесилурийскими отложениями, вновь был деформирован и продвинут далее на восток [Thon, 1981].

Приведенные данные о северных и южных районах Скандинавии вполне согласуются с основными чертами их строения, установленными в центральных районах. Кроме того, они дополняют представления о начальных и завершающих стадиях развития палеоокеана Япетус. До последнего времени о возрасте пород офиолитовой ассоциации было известно только, что они древнее аренигского века раннего ордовика. К этому следует добавить, что известные в автохтоне кембрийские сланцы, богатые ураном, ванадием, молибденом и другими редкими элементами, в последнее время были обнаружены и прослежены на запад в тектонических окнах в автохтонном залегании и в составе всех трех аллохтонов более чем на 200 км западнее фронта каледонид. Особенно важно, что они обнаружены среди толентовых пиллоулав самого западного покрова Стёрн, относящихся к океаническим образованиям. Отсюда следует, что пассивная окраина каледонид продолжалась далеко на запад и характерные, богатые редкими элементами сланцы накапливались на ней в кембрии одновременно с пиллоулавами срединных частей палеоокеана Япетус.

Главные черты строения каледонид Скандинавии показывают, что они представлены несколькими комплексами тектонических покровов, сложенных породами океанических, островодужных, окраинноморских и шельфовых формаций и надвинутых в раннем—среднем палеозое на несколько сот километров на восток,

на древний Балтийский щит, породы которого также были захвачены этими движениями и подверглись динамотермальным преобразованиям, усилившимся в западном направлении, где покровная структура осложнялась складчатой.

Ко времени наиболее активного продвижения покровов в конце силура, вероятно, на западе возникло поднятое ядро каледонид, которое должно было достичь размеров современных активно развивающихся поднятий типа Гималаев. В этом случае его гравитационное оседание и латеральный спрединг в основании могли способствовать горизонтальному перемещению покровов. Причем, если принять вязкость энциалического основания ниже вязкости метаосадочных и метавулканических пород покровов, можно экспериментальным и математическим моделированием объяснить наблюдаемые соотношения покровов и фундамента [Ramberg, 1981]. Образование такого поднятия исследователи связывают с пододвиганием Феноскандинавского континента под Лаврентийский на поздних стадиях формирования скандинавских каледонид [Stephens, Gee, 1981].

Вполне вероятно, что расслоению кристаллического фундамента такого поднятия могли способствовать субгоризонтальные зоны пониженной вязкости, подобные вскрытым Кольской сверхглубокой скважиной [Добрецов, 1986]. Легко представить, что образованные при этом пластины пород фундамента могли быть захвачены движущимися каледонскими покровами.

Итак, скандинавские каледониды были образованы в процессе развития и преобразования структур палеоокеана Япетус, главным образом его восточной половины. Структуры западной половины этого океана, по-видимому, вошли в состав каледонид Северной Америки и восточного побережья Гренландии, которые при существенном упрощении можно рассматривать как зеркальное отражение Скандинавских каледонид и ограничиться более схематичным описанием. Особое место в каледонидах Атлантики занимают острова Британии, Ирландии и Ньюфаундленда, где, по всей вероятности, представлены структуры и формации обеих окраин Япетуса и его середины, к которой относятся только фрагменты офиолитовых покровов, перемещенные в глубь восточного континентального обрамления [Williams, Hatcher, 1983].

БРИТАНСКИЕ ОСТРОВА

Геологическому строению Британских островов посвящены многие капитальные исследования [Бенингсон, Райт, 1972; Harris et al., 1979; и др.]. В последние годы интенсивно изучаются проблемы, связанные с концепцией плейт-тектоники [Prichard, 1981; Goward, 1983; Wood, 1978; и др.], в том числе отражающие строение каледонских сооружений всего северного обрамления Атлантики, сложившихся на месте палеоокеана Япетус [Roberts, Gale, 1978].

В Британии и Ирландии Каледонский подвижный пояс протягивается в северо-восточном направлении между древними континентальными обрамлениями. На западе, в Северной Шотландии, за надвигом Мойн архейские гнейсы (толща Льюис) перекрыты мощными рифейскими терригенными слабометаморфизованными породами: аркозовыми песчаниками, алевролитами, песчаниками с галькой и брекчиями оползания (толща Торридон). Считается, что это флювиальные осадки, накопившиеся в долинно-веерной системе. Юго-восточнее надвига Мойн, в Грампианской складчатой зоне, древнее основание перекрыто мощной толщей метаморфизованных, главным образом кварц-полевошпатовых песчаников и сланцев с прослоями известняков (толща Мойн). Предполагается, что нижняя часть их одновозрастна с рифейской толщей Торридон, а верхняя может быть нижнепалеозойской. К юго-востоку от разлома Грейт Глейн, в северных областях Шотландии и Ирландии, толща Мойн согласно перекрывается широко распространенной и очень мощной толщей Далред, которая также сложена преимущественно терригенными отложениями, в том числе граувакковыми тур-

бидитами. Но в ней известны также карбонатные породы со строматолитами в нижней и мощные пачки основных вулканитов с дайками долеритов в верхней части разреза. Допускается сопоставление этой вулканогенной толщи с венд-нижнепалеозойскими толщами Ньюфаундленда, а возраст всей толщи Далред ограничивается интервалом 750—500 млн лет, после которого она была преобразована грампианскими движениями. Латеральный ряд терригенных формаций Северной Шотландии и Ирландии (толщи Торридон, Мойн и Далред) рассматривается как переход с северо-запада на юго-восток от шельфа к склону крупного, вероятно рифтогенного бассейна, который в конце развития (верхняя вулканогенная часть Далреда), возможно, был связан с раннепалеозойским океаном.

Южнее разлома Хайленд Бондари, в южных нагорьях Шотландии, Уэльса и Ирландии, выходы осадочных и магматических пород древнего основания очень редки, но считается, что их перекрывают флишиодные отложения с пиллоулавами внутри и известняки с пластинами меланжа и кислыми вулканитами вверху. Эти мощные отложения были деформированы, метаморфизованы и мигматизированы во время кадомского орогенеза 680—630 млн лет назад. На них несогласно лежат ингимбриты, туфы, мелководные песчаники и сланцы нижнего кембрия. Не исключается, что частично эти докембрийские толщи являются статиграфическими аналогами толщ Мойн и Торридон, но раньше претерпевшими складчатость и метаморфизм. Характерно, что в поясе Мойн на толщу Торридон также с разрывом ложатся кембро-ордовикские кварциты, песчано-доломитовые пачки, а затем мощные карбонаты. По-видимому, они отражают кембрийскую трансгрессию с юго-востока, где развивался глубокий бассейн с мощными турбидитами и основными вулканитами (верхний Далред).

Юго-восточнее, в Срединной долине Шотландии и Ирландии, выходы нижне-среднеордовикских офиолитов известны на ее окраине, в зоне разлома Хайленд Бондари, а по геофизическим данным — в ее центральной части. Офиолиты подвергнуты грампианскому голубосланцевому метаморфизму и деформациям. Более поздние отложения здесь представлены турбидитами и мелководными дельтовыми отложениями, перекрытыми нижнедевонской молассой. Небольшие и редкие выходы аренигских пиллоу-лав и кремнистых алевритов известны в Южных нагорьях Шотландии. Но более примечателен здесь ордовикско-силурийский прогиб, ось которого смещалась в юго-восточном направлении, что отразилось на смене фаций и мощностей заполнявших его отложений. В конце силура они были деформированы и прорваны гранитоидами.

В Южной Британии и юго-восточной части Ирландии нижнепалеозойские толщи накапливались в двух прогибах, разделенных геоантисклинальным поднятием, однако некоторые черты их развития сходны. В кембрии раннем и среднем ордовике в них накапливались мощные толщи сланцев, турбидитных песчаников и алевролитов, затем они резко сменились андезито-базальтовыми вулканогенными и осадочными формациями островодужного типа. В юго-восточном направлении они переходят в мелководные отложения, и нередко нижний ордовик там вообще отсутствует. В конце силура в этих регионах прошла главная складчатость, а в девоне начали накапливаться молассы.

Таким образом, формирование основных сооружений на севере Британии и Ирландии связывается с грампианской (предордовикской) орогенной, развивавшейся уже на ранней стадии закрытия палеоокеана, при этом предполагается, что океаническая кора погружалась под эти сооружения на северо-запад.

В срединной зоне, непосредственно к юго-востоку от разлома Хайленд Бондари, офиолиты нижнего—среднего ордовика подверглись деформации и метаморфизму уже в позднем ордовике и были перекрыты мелководными осадками (карадок). Значительно дольше формировались сооружения более южных районов Британии и Ирландии, где в ордовике и силуре широко проявились процессы образования островных вулканических дуг и флишиодных прогибов.

При этом отмечается изменение состава вулканитов от щелочноземельных к щелочным вверх по разрезам и на юго-восток, что связывается с юго-восточным направлением погружения океанической коры. С начала девона в этих южных районах формируются молассы.

ОСТРОВ НЬЮФАУНДЛЕНД

Заметные черты сходства с Британскими каледонидами существуют в строении и особенно тектоническом положении каледонских сооружений на о-ве Ньюфаундленд. Каледонский подвижный пояс здесь также протягивается в северо-восточном направлении между древними платформами и отделен от них мощными зонами разломов. На западе на гренвилльский (900 ± 100 млн лет) континентальный фундамент с размывом ложатся мелководные осадки, местами прорванные роями диабазовых, в том числе щелочных даек, и перекрытые платобазальтами. В свою очередь, на них лежат кембрийские известняки, кварциты и сланцы. Возраст этих базальтоидов по соотношению изотопов аргона 605 ± 10 млн лет. Они считаются показателем растяжения континентальной коры во время раскрытия океана Япетус. При прослеживании на восток, в сторону Каледонского подвижного пояса, увеличивается мощность отложений, покрывающих древнее основание, за счет появления все более низких и древних терригенных толщ. Мощность их достигает 10 км, а нижняя часть, вероятно, относится к верхнему докембрию. В составе этой мощной толщи (Флюр де Лиз) преобладают слабосортированные граувакковые песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, аркозы, часто имеющие турбидитную текстуру. По-видимому, они накапливались в рифтогенных прогибах или на континентальном склоне и у его подножия в зарождавшемся океаническом бассейне.

Породы офиолитовой ассоциации известны только в аллохтонном залегании. В зоне западных разломов полный разрез офиолитов имеет покров, надвинутый на толщу Флюр де Лиз. Останцы офиолитовых покровов сохранились также на осадочном чехле Западной платформы, причем породы чехла под офиолитами подвергнуты динамотермальному метаморфизму. В других частях Центрального подвижного пояса толеитовые вулканиты находятся в основании разрезов островодужных комплексов, а гипербазиты встречаются в виде отдельных тектонических отторженцев. Можно предположить, что островодужные комплексы формировались одновременно с надвиганием офиолитовых покровов на Западную платформу. Позднее, в силуре и раннем девоне, в Центральном поясе накапливались песчаники, конгломераты и сланцы, а потом орогенные красноцветы и вулканиты.

Восточную окраину о-ва Ньюфаундленд занимает Авалонская платформа, также отделенная от Каледонского пояса зоной разломов. Древнейшими на платформе считаются наземные и подводные кислые и основные, щелочноземельные и щелочные вулканиты, которые сменяются вверх и частично по латерали морскими граувакками, алевролитами и туфами, прорванными синвулканическими интрузиями (574 млн лет). Этот комплекс перекрыт мелководными морскими отложениями, которые юго-западнее Ньюфаундленда, в Новой Шотландии, лежат на древних метаморфитах. На Ньюфаундленде выше мелководных отложений находятся кварциты, потом сланцы с остатками кембрийской фауны и ордовикские осадки. Эти отложения несогласно перекрыты континентальными конгломератами и песчаниками, возможные аналоги которых в Новой Шотландии содержат остатки силурийской и девонской фауны европейского типа. Интенсивное проявление складчатости, метаморфизма и гранитообразования — акадский оргенез — началось в среднем девоне и было результатом столкновения Аппалачского геосинклинального пояса с Европейско-Африканской платформой. Вероятно, в это время к Авалонской платформе

примкнула и зона Мегума с мощными (до 13 км) флишоидными терригенными отложениями, снесенными с Африканского континента [Schenk, 1973]. Предполагается, что эта коллизия и акадская складчатость происходили без субдукции, в результате сокращения коры под Аппалачами за счет вертикальной складчатости, утолщения и образования силурийско-девонских гранитоидов.

АППАЛАЧИ

В одной из последних обобщающих работ по тектонике Аппалачей сделана попытка рассмотреть известные в них тектонические зоны с позиции плейттектоники как части океана Япетус и его континентальных обрамлений [Williams, Hatcher, 1983]. Многие из этих зон можно попытаться проследить от о-ва Ньюфаундленд на юго-запад, вдоль Аппалачского пояса (рис. 53).

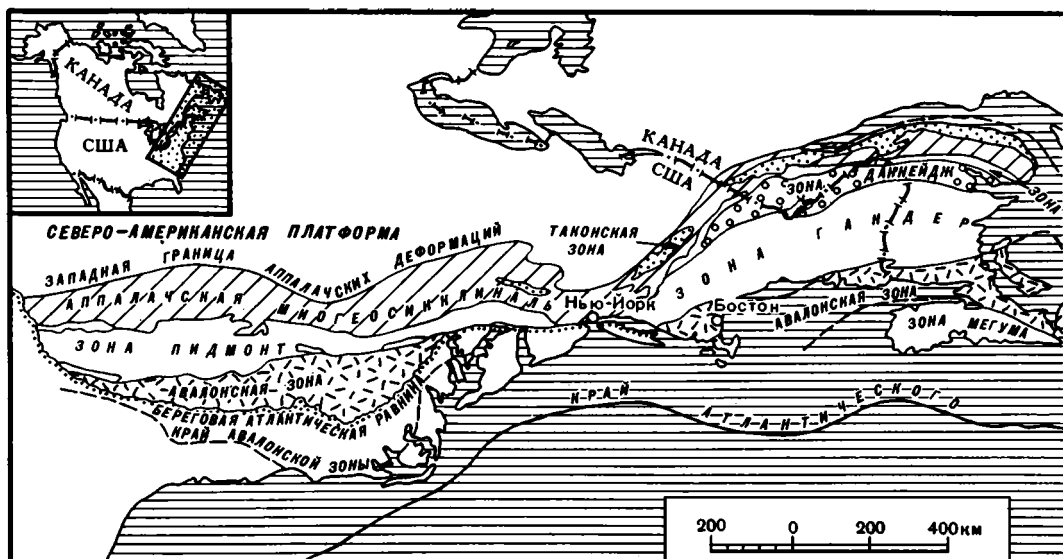
Таконский аллохтон представлен останцами тектонических покровов, которые надвинуты на осадочный чехол Американской платформы и встречаются вплоть до Центральных Аппалачей. В их строении участвуют офиолиты и осадочные породы кембрия и нижнего ордовика. Обломки офиолитов в толщах ордовика показывают, то движения аллохтона начались еще в кембрии и затухали постепенно, судя по возрасту перекрывающих аллохтон толщ в среднем ордовике на севере, а в силуре и девоне южнее [Руженцев, 1976].

Широко известная на юге Аппалачей зона Пидмонт прослеживается вдоль восточного края Северо-Американской платформы вплоть до северной окраины Ньюфаундленда. Ее слагают метаморфизованные до амфиболитовой фации породы по песчаникам, сланцам, реже основным вулканитам от позднекембрийского до раннепалеозойского возраста, а также ордовикские и девонские гранитоиды. Вдоль западной границы зоны встречаются линзообразные тела ультраосновных и основных пород. Предполагается, что зона Пидмонт является тектоническим отторженцем с континентальной и океанической корой, отделенным при зарождении Япетуса и надвинутым на запад на севере в таконскую фазу орогенеза (средний ордовик), а на юге — в алеганскую (верхний палеозой).

Юго-восточнее зоны Пидмонт, в северной половине Аппалачей, выделяется зона Даннэйдж. На Ньюфаундленде она занимает северную половину Каледонского пояса. В ее строении принимают участие нижнепалеозойские пиллоулавы, вулканические брекчии, граувакки, сланцы, кремнистые породы, а также крупные тела олистостром, меланжей и офиолитов. Первая группа пород имеет островодужное происхождение, а вторая представляет собой фрагменты океанической коры. Отмечается меньшая, чем в Пидмонте, степень деформированности и метаморфизма пород, несмотря на то что зона Даннэйдж зажата между зонами Пидмонт и Гандер, что отражается в двусторонней виргации складок, причем палинпастические реконструкции допускают ширину бассейна зоны Даннэйдж до 1000 км. Таким образом, в этой зоне сохранились фрагменты океанических и островодужных частей океана Япетус.

С юго-востока к ней примыкает зона Гандер, также занимающая часть упоминавшегося мобильного пояса о-ва Ньюфаундленд и протягивающаяся от него до середины Аппалачей. Преобладающий в этой зоне ордовикско-силурийский островодужный комплекс пород имеет перевернутую последовательность, в которой вулканиты находятся выше осадочных отложений. Эта особенность допускает отнесение зоны Гандер к Андийскому типу континентальных окраин, чуждому каледонидам Северной Америки, и поэтому не исключает принадлежность ее к восточному борту океана Япетус.

Далее на восток и юго-восток располагается обширная и широко известная зона Авалонской платформы, которая протягивается вдоль всего побережья Северной Америки и занимает значительную часть ее атлантического шельфа. Разнородный набор докембрийских пород Авалонской зоны



не дает возможности однозначно определить их принадлежность или к островодужному комплексу, более древнему, чем океан Япетус, или к своеобразному комплексу пород, образовавшемуся при его заложении. Кембрийские осадки в ней, наоборот, всюду однообразные, шельфовые, с характерной атлантической фауной. Знаменательно отсутствие следов таконского (ордовикского) орогенеза. Оно позволяет считать, что Авалонская платформа является частью восточного обрамления океана Япетус, примкнувшей к Аппалачским сооружениям позднее, только во время акадского орогенеза в среднем девоне.

Геофизические данные дают возможность проследить самую восточную на современной американской суше зону Мегума на восток и юго-восток в пределах атлантического шельфа. Состав и огромный объем осадков показывают, что кембро-трематодская группа Мегума образовалась в результате размыва огромного древнего континентального массива и накапливалась на погруженном в океан склоне и у его подножия в виде шлейфа слившихся конусов. Только каменноугольные отложения перекрывают зону Мегума вместе с другими, более западными зонами, что дает возможность предполагать ее присоединение только в алеганский орогенез, причем крутой тектонический контакт допускает существенную роль при этом сдвиговой составляющей.

В южной части Аппалачского пояса, также в пределах шельфа Атлантического океана, намечаются еще две зоны: одна с палеозойскими авлакогенами, другая с шельфовыми отложениями, содержащими остатки палеозойской фауны африканского типа.

Таким образом, в Аппалачском поясе хорошо изучено западное обрамление позднекембрийско-раннепалеозойского океана Япетус, которое представлено многоэосиклиальной зоной и зоной Пидмонт — деформированным и метаморфизованным краем Северо-Американского континента. Зона Дайнэйдж с остатками островодужных и океанических комплексов пород сменяет этот край к юго-востоку. Остальные зоны — Гандер, Авалон и Мегума — считаются энциалическими и принадлежат к восточной окраине океана Япетус. Аккреция всех зон происходила последовательно во время таконского, акадского и алеганского орогенезов и каждый раз сопровождалась деформациями, метаморфизмом и плутонизмом [Williams, Hatcher, 1983].

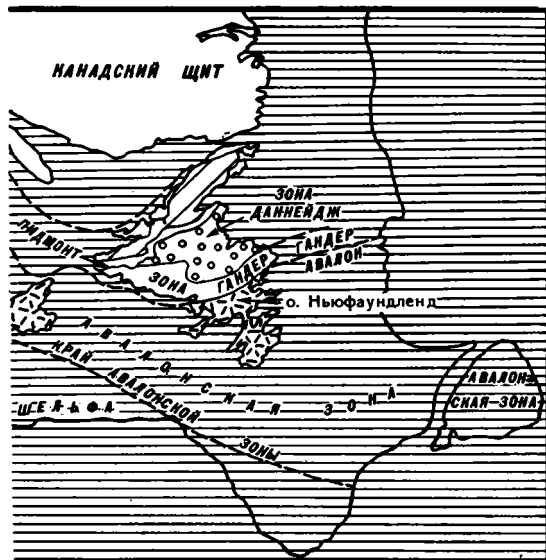


Рис. 53. Расположение тектонических зон в Аппалачах (по Н. Уильямсу и К. Хатчеру, 1983 г.)

ГРЕНЛАНДИЯ

Отчетливо выражено западное континентальное обрамление океана Япетус на северо-восточном побережье Гренландии [Roberts, Gale, 1978]. Здесь прорванные долеритовыми дайками (988 млн лет) метапесчаники перекрыты мелководными грубозернистыми песчаниками с карбонатами в верхней части. На восток они быстро сменяются мощной толщей филлитов, граувакк с тиллитами и строматолитовыми карбонатами сверху. Эти толщи несогласно перекрыты нижнекембрийскими отложениями. В центральной части восточного побережья Гренландии в составе докембрийской толщи встречаются основные вулканы

и линзообразные тела гипербазитов. Вверх ее разрез продолжают карбонатные отложения вплоть до силурийских, но всюду размывом или сменой терригенных фаций карбонатными обозначена раннекембрийская трансгрессия. Мощность этих отложений, заполнявших, вероятно, авлакогены или малые океанические бассейны, достигала 13 км. В конце силура здесь произошла интенсивная складчатость и крупное надвигание покровов на запад, достигающее 100 км. В девоне и местами карбоне и перми в межгорных впадинах накопились мощные (до 7 км) молассы.

Завершая характеристику каледонских сооружений Северной Атлантики, сложившихся на месте палеоокеана Япетус, можно наметить следующие основные стадии их развития. К предокеанической стадии относится формирование позднерифейских рифтогенных прогибов, возникших, вероятно, в результате растяжения гренвилльского и более древнего основания, судя по роям даек с возрастом от 900 до 700 млн лет на западном (Гренландия) и восточном (Скандинавия) обрамлениях соответственно. В некоторых регионах заполнявшие их толщи испытали складчатость и трансгрессивно были перекрыты венд-нижнекембрийскими отложениями, занявшими обширные области.

Более мощный рифтинг и обширный спрединг, разъединившие континентальные обрамления океана Япетус, обозначены в конце рифея—венде: 1) крупными роями диабазовых даек в южных, центральных и северных районах Скандинавии, на Ньюфаундленде и Западной платформе Канады; 2) переходом континентальных вулканитов в океанические в толще Далред Северной Шотландии; 3) закономерным увеличением мощностей вендско-кембрийских шельфовых отложений и сменой их более глубоководными отложениями в западном направлении на восточном обрамлении Япетуса и восточном — на западном обрамлении.

Главная океаническая стадия Япетуса обозначена типичными венд-нижнепалеозойскими океаническими толщами базальтами только в некоторых разрозненных районах. Как правило, эти и другие породы офиолитовой ассоциации находятся в составе тектонических покровов. Примеры их были описаны для юго-западной и центральной частей Норвегии, в зоне Даннейдж Ньюфаундленда и др. По-видимому, основная часть океанических офиолитов была поглощена при погружении океанической коры под континенты. Однако в разных областях

многочисленные выходы пород офиолитовой ассоциации в основании островодужных комплексов ордовика и силура трудно отличимы от типичных океанических.

Стадию контракции океана Япетус устанавливают главным образом по образованию островодужных комплексов, проявлению деформаций, метаморфизма и плутонизма, связанных с сокращением океанической коры путем ее погружения или скупивания. Эти процессы проявились в начале или в середине ордовика (в других местах), хотя, как отмечалось, обломки офиолитов, установленные в нижнеордовикских отложениях Таконского аллохтона Северной Америки, указывают на более ранние движения. Начало надвигания этого аллохтона в среднем ордовике связывается с деформациями и метаморфизмом толщи Флор де Лиз, а также образованием островодужных комплексов в зоне Даннейдж (Ньюфаундленд). Несколько раньше складчатость и метаморфизм проявились в зоне Мойн-Далред-грампианский орогенез в раннем ордовике, но образование островодужных комплексов в ордовике в Узльсе и на востоке Ирландии продолжалось и в начале силура. В начале ордовика появились также комплексы островных дуг, развитые на юго-западе Норвегии, аналогичные комплексы в покровах ее центральной части и мощный плутонизм на севере. Все эти проявления связываются с активным погружением в это время океанической коры под континентальные обрамления обеих окраин Япетуса.

Стадия полного закрытия океана в конце силура—первой половине девона связана с движением огромных континентальных масс, приведших к замыканию не только океанических, но и мелководных остаточных или новообразованных междуговых бассейнов, например в центральном поясе Ньюфаундленда. Мощные движения произошли здесь в среднем девоне (акадская орогения), вызвав интенсивные складчатые деформации, надвиги, метаморфизм и массовое гранитообразование. При этом они не связываются с субдукцией, а считаются результатами сокращения земной коры за счет складчатости и увеличения мощности ее, т.е. скупивания. В Британии эти движения происходили в конце силура и начале девона с образованием межгорных впадин, заполняемых молассами. В то же время в Скандинавии и Гренландии произошли мощные движения тектонических покровов на сотни километров в глубь континентов, которые захватили и пластины пород древнего фундамента. Всюду эти движения сопровождались метаморфизмом и гранитообразованием. После девонских движений Северо-Американский и Европейский континенты были спаяны воедино, и более поздние движения проявлялись слабее, обычно в образовании пологих складчатых форм. Однако на юге и севере Аппалачей отмечаются верхнепалеозойские движения покровов, а также метаморфизм и гранитообразование (алеганский орогенез). Некоторые исследователи предлагают, что в это время зона Мегума причленилась к Аванлонской платформе [Williams, Hatcher, 1983].

Итак, строение каледонид по обе стороны Северной Атлантики определяется прежде всего симметрично расположенными сходными комплексами отложений и структур: мощными терригенными комплексами отложений и структур; мощными терригенными комплексами, заполняющими рифтогенные и(или) окраинно-морские прогибы позднего докембрия; сложными и мощными аллохтонами, в том числе офиолитовыми, надвинутыми на западное и восточное континентальное обрамления в ордовике и девоне; близкими по возрасту ордовикско-силурийскими островодужными комплексами, хотя и несколько различающимися по своей природе; почти одновозрастными ранне- и среднедевонскими комплексами моласс, вулканитов и гранитоидов, завершающих в основном формирование каледонских сооружений. Таким образом, на всех этапах развития в океане Япетус проявлялась заметная симметрия в расположении его палеотектонических зон, определявшаяся, по всей вероятности, межконтинентальной природой самого океана Япетус.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение главных особенностей строения и основных этапов развития каледонских покровно-складчатых сооружений, образованных на месте палеоокеанических бассейнов Центральной Азии, Казахстана и Северной Атлантики, позволяет выяснить основные черты их сходства и различия. По-видимому, именно в чертах сходства отражено влияние глобальных процессов, а отличия были вызваны тектоническим положением каждого палеоокеанического бассейна [Руженцев, 1984].

На докаледонской ("доокеанической") рифейской стадии под воздействием рассеянного растяжения и рифтинга развивались главным образом внутри-континентальные рифтогенные прогибы — авлакогены. В этих условиях только редкие рифейские палеоструктуры могли приблизиться по размерам и строению к малым океаническим бассейнам [Пушаровский, 1985], реликты которых сохранились на континентальных обрамлениях каледонид: Исаковский прогиб Енисейского кряжа, Карсакпайский прогиб Казахстана, Авалонская зона Северной Америки. К началу палеозоя рифтогенные прогибы замкнулись и были перекрыты, как и огромные пространства самих континентов, осадками глобальной венд-раннекембрийской трансгрессии.

В это же время мощный спрединг привел к разделению континентов, возрождению новых океанов типа Япетус и Центрально-Азиатского, о чем свидетельствует широкое развитие венд-кембрийских офиолитов в этих областях. Следующий импульс спрединга в ордовике обусловил появление новых океанических бассейнов в Казахстане и Северной Атлантике.

Конец силура и начало девона характеризовались мощным проявлением аккреции во всех каледонских областях. Однако в Северной Атлантике она была следствием главным образом столкновения и "спаивания" континентальных блоков, а в Центральной Азии и Казахстане — последовательного приращения к континентальному обрамлению тектонических зон с новой, каледонской корой переходного типа, образовавшейся за счет океанической. В девоне во всех каледонских областях завершилось формирование континентальной коры.

Итак, основные особенности каледонид Северной Атлантики — симметричное расположение палеоструктур по обе ее стороны и аккреция в виде "спаивания" континентальных блоков — отличают их от каледонид Центральной Азии и Казахстана. Эти отличия могут быть объяснены самой природой палеоокеана Япетус, обусловленной межконтинентальным положением и существенным влиянием континентальных обрамлений на развитие его структур.

Отличия между каледонидами Центральной Азии и Казахстана подчеркиваются прежде всего асимметрией в строении тех палеоокеанических бассейнов, на месте которых они формировались. Именно эта асимметрия отличает их от каледонид Северной Атлантики. Можно предположить, что каледониды Центральной Азии и Казахстана формировались на противоположных окраинах одного, но очень крупного палеоокеана и были разделены огромными океаническими пространствами.

На ранней, океанической, стадии в венде—раннем кембрии и на переходной, средне-верхнекембрийской, активной окраине в этом палеоокеане была его Центрально-Азиатская часть. Там в это время бурно проходили процессы образования вулканических дуг, междуговых и окраинных морей, заполнение огромными терригенными массами реликтового океанического бассейна. К концу кембрия там прошли мощные процессы скупивания, метаморфизма и гранитообразования, создавшие гранитно-метаморфический слой коры переходного типа на месте палеоокеана Центральной Азии.

В казахстанской части палеоокеанического бассейна в кембрии, по всей вероятности, развивалась его пассивная окраина. Но, начиная с ордовика, здесь произошло резкое оживление тектонической деятельности и стали активно развиваться океанические прогибы. Уже в среднем ордовике появились вулканические дуги и междугловые бассейны, которые затем неоднократно возрождались вплоть до девона. Таким образом, в ордовике и силуре тектоническая активность переместилась в Казахстанский океанический бассейн, а роль пассивной окраины перешла к Центрально-Азиатскому, где в это время сохранялись лишь остаточные морские прогибы. Только в девоне в обоих регионах проявилась заключительная континентальная стадия развития [Дергунов и др., 1986].

Асимметрию строения Центрально-Азиатского и Казахстанского бассейнов в кембрии и смену ее на противоположную в ордовике можно сравнить с изменением строения и развития западной и восточной окраин Тихого океана в мезозое и в настоящее время [Обузн, 1984]. В конце юры условия, соответствующие условиям формирования кордильер, существовали на востоке Китая, а береговых хребтов — в примыкавшей к нему Японии. Позднее, в кайнозое, после отделения Японии от Азии и соединения Калифорнии с Северной Америкой, асимметрия сменилась на обратную и образовалась современная типовая структура западной и восточной окраин Тихого океана. По-видимому, такие перемены характерны для развития окраин суперокеанов, поэтому Центрально-Азиатский и Казахстанский океанические бассейны можно считать окраинными частями венд-раннепалеозойского суперокеана, разделенными обширным океаническим пространством.

ВЫВОДЫ

В монографии на основе современных достижений геотектоники впервые дан синтез строения и развития каледонид Центральной Азии — Алтае-Саянской области и Западной Монголии. В процессе исследований установлено:

- каледониды Центральной Азии являются покровно-складчатыми сооружениями, созданными в результате преобразования коры вендско-раннепалеозойского океанического бассейна;

- океаническая природа этого бассейна определяется широким развитием офиолитового субстрата и закономерным расположением палеотектонических областей, соответствующих его срединной, краевой и приконтинентальной частям;

- заполнение крупной части этого бассейна мощными средне-верхнекембрийскими терригенными турбидитами происходило в глубоководной каньонно-веерной системе, сходной с зонами лавинной седиментации современных океанов;

- горизонтальные тектонические движения имели определяющее значение при развитии каледонид, особенно на его ранней стадии;

- покровное и покровно-складчатое тектоническое скучивание сопровождалось деформациями, метаморфизмом и гранитизацией, что приводило к последовательному проявлению гранитообразования в ранних (E_{2-3}), средних (O_{1-2}) и поздних (S_2-D_1) каледонидах и к развитию гранитно-метаморфического слоя земной коры;

- поступательное развитие локально прерывалось в конце ордовика и девоне образованием деструктивных прогибов — моногеосинклиналей, которые разрушали сформированную земную кору на окраине каледонид под действием растяжения, вызванного раскрытием герцинского Палеотетиса.

Сравнение каледонид Центральной Азии и Казахстана с каледонидами Северной Атлантики позволяет предположить, что первые формировались в краевых частях обширного палеоокеана, а вторые — при замыкании относительно небольшого межконтинентального палеоокеанического бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И.* Девонский магматизм Тувы в свете геохимических данных // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1962. N 53. С. 117—125.
- Алабин Л.В.* Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- Александров Г.П., Журавлева З.А., Степанова М.В.* Новые данные о позднепротерозойских и раннекембрийских отложениях Сангилене // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувин. кн. изд-во, 1974. Вып. 3. С. 3—23.
- Алексеева Р.Е., Мендбаяр Б.* Ранний девон Монгольского Алтая // Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975. С. 328—332.
- Алтае-Саянская область // XXVII Междунар. геол. конгр. Сводный путеводитель экскурсий 050, 058. Новосибирск: Наука, 1984.
- Алтухов Е.Н.* Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 224 с.
- Амантов В.А.* Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостехиздат, 1963. С. 15—28.
- Амантов В.А., Матросов П.С.* Основные черты геотектонического развития и размещения структуры Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей // Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Наука, 1961. С. 183—205. (Тр. ВСЕГЕИ. НС; Т. 58).
- Антонов П.С.* Схема плутонических формаций и основные вопросы интрузивного магматизма Западного Саяна // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972.
- Антонюк Р.М.* Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 67—74.
- Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г.* и др. Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1977. N 5. С. 71—83.
- Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 136 с.
- Беличенко В.Г.* Соотношение каледонид Байкальской горной области с герцинидами Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1982. N 10. С. 12—20.
- Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Далматов Б.А.* и др. Палеозой Саяно-Байкальской горной области (основные проблемы стратиграфии // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам: Тез. докл. Иркутск: Вост.-Сиб. НИИГГиМС: Иркут. ПГО, 1980. С. 43—49.
- Белостоцкий И.И.* Структура и история геологического развития Алтая в девонское время // Каледонская орогения: XXI Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Пробл. 19. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 112—131.
- Белостоцкий И.И., Зонешайн Л.П., Красильников Б.И.* и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, вып. 17. С. 3—21.
- Белоусов А.Ф.* Связь между тектоно-формационной зональностью и составом вулканизма (на примере Алтае-Саянской геосинклинальной области) // Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968.
- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г.* Вулканогенные комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969. 281 с.
- Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г.* Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.
- Белоусов А.Ф., Сеников В.М.* Кембрий Северо-Восточного Алтая // Материалы по региональной геологии. Новосибирск, 1960. С. 123—135. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 13).
- Бенинсон Дж., Райт А.* Геологическая история Британских островов. М.: Мир, 1972. 380 с.
- Берзин Н.А.* Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
- Берзин Н.А.* Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири: (К Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104—129.
- Берзин Н.А.* Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хем-

- чикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. N 1. С. 3—12.
- Беспалов В.Ф.** Офиолиты Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. N 3. С. 1—10.
- Благонравов В.А.** Ордовикские и силурийские отложения Тувы и особенности их формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1964. 31 с.
- Богданова К.Г.** Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л.: 1963. (Тр. ВСЕГЕИ. НС: Т. 94. С. 139—159).
- Божко Н.А.** Рифтогенные структуры позднего докембрия южных континентов // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1982. С. 52—54.
- Божко Н.А.** Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 300 с.
- Бондарева Д.М.** Стратиграфия кембрийских вулканогенно-карбонатных толщ бассейна р. Козыреевой (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1978а. N 8. С. 112—115.
- Бондарева Д.М.** Новые находки археоцитат в морюхенской и лоценковской свитах Кузнецкого Алатау // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978б. С. 94—106.
- Бутов Ю.П.** Монгошинская свита и проблема нижней границы каледонид Восточного Саяна // Проблема возраста геологических отложений юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам: Тез. докл. Иркутск: Вост.-Сиб. НИИГГиМС; Иркут. ПГО, 1980. С. 112—113.
- Бутов Ю.П.** Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст. 1. Кризис традиционной схемы стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 5. С. 40—53.
- Бутов Ю.П.** Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской области. Ст. 2. Новые данные о возрасте домезозойских толщ // Там же. 1986. Т. 61, вып. 2. С. 91—104.
- Бутов Ю.П., Далматов Б.А., Воронцова Г.А.** К стратиграфии верхнего докембрия // Сов. геология. 1979. N 6. С. 44—56.
- Буякайте М.И.** Геохимия изотопов стронция в породах Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 28 с.
- Велинский В.В.** Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968. 154 с.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С.** Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы // Геология и геофизика. 1978. N 8. С. 133—136.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С.** Эволюция офиолитовых комплексов Тувы // Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 37—39.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В.** Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика. 1978. N 11. С. 14—25.
- Винкман М.К.** Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 4—50 (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 5).
- Винкман М.К.** Объем и строение рифейских отложений в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1978. N 3. С. 44—51.
- Винкман М.К., Асташкин В.А., Краевский Б.Г.** Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая // Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964. С. 34—50. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 29).
- Винкман М.К., Гинцингер А.Б.** К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1962. С. 38—78 (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 24).
- Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Асташкин В.А.** Остатки скелетных организмов в отложениях позднего докембрия Горного Алтая // Геология и геофизика. 1973. N 7. С. 114—117.
- Винкман М.К., Феделов А.Ф., Степанова М.В.** К стратиграфии верхнедокембрийских вулканогенных образований Тувы // Верхний докембрийский Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979. С. 130—140 (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 268).
- Виноградов В.И., Буякайте М.И.** Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива Полярного Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ СССР, 1981. Ч. 1. С. 59—70.
- Вишневецкая И.И., Трусова И.Ф.** Ажальский массив ультраосновных пород (Центральный Казахстан) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1965. N 5. С. 38—53.
- Владимирский Г.М., Черноморский М.А.** Складчатые структуры верхнекембрийских отложений левобережья р. Хемчик в Западной Туве // Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. НС Л. 1961. С. 33—41. (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 58).
- Вознесенская Т.А.** Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1980. N 2. С. 68—78.
- Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б.** Строение и тектоническое положение среднекембрийско-трематодокских отложений Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 4. С. 79—94.
- Волков В.В.** Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий и ранний палеозой). Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.
- Волков В.В.** Кембрийские вулканические зоны Тувы // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. С. 59—69.
- Волков В.В.** Тектоника и вулканизм раннепалеозойского геосинклинального пояса Цент-

- ральной Азии // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 56—66.
- Волков В.В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 660.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Воробьев И.В. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 14—30.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964. 184 с.
- Воронин Ю.И., Дроздова Н.А. Древнейший археоитатог-водородный комплекс Западной Монголии // Палеонтология и стратиграфия Монголии. М., 1976. С. 279—291.
- Вылцан И.А. Осадочные формации центральной части Горного Алтая: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 1969. 54 с.
- Гаврилова С.П. Гранитоидные формации Западной Монголии // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. С. 50—165.
- Гаврилова С.П. Особенности девонского и пермского магматизма Западной Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 79—85.
- Геологическое строение Манского прогиба и его положение в саяно-алтайских "байкалидах" // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1978. Вып. 400.
- Гинцингер А.Б. Стратиграфия верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 115—127.
- Гинцингер А.Б., Винкман М.К. Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия и нижнего кембрия Тувы // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1974. С. 3—5. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 192).
- Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Асташкин В.А. и др. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969. 218 с.
- Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Фелелов А.Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979. С. 92—119. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 268).
- Горбачев Р.М., Дергунов А.Б., Климин К.А. Проблема формирования земной коры в Юго-Западной Швеции // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 6. С. 1449—1453.
- Горжеевский Д.И., Иванкин П.Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 4. С. 26—40.
- Григорьев В.Н. Осадочные формации нижнекембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1963.
- Гурский Г.В. К стратиграфии позднедокембрийских существенно кремнисто-карбонатных образований Катунского антиклинория Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 3—9.
- Дергунов А.Б. Новые данные о вулканогенных породах в составе силура верхний р. Большой Абакан // Докл. АН СССР. 1962. Т. 145, № 6. С. 1352—1355.
- Дергунов А.Б. Особенности сочленения Горного Алтая с Западным Саяном и Тувой в нижнем силуре // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 19—35.
- Дергунов А.Б. Структура зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 216 с.
- Дергунов А.Б. Структура сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника. 1972. № 3. С. 99—110.
- Дергунов А.Б. Делюно-Юстыдский прогиб // Тектоника МНР. М.: Наука, 1974. С. 107—110.
- Дергунов А.Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 183—193.
- Дергунов А.Б. Зоны тектонического сучивания в каледонидах Центральной Азии // Геотектоника. 1988. № 3. С. 63—75.
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 87—103.
- Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28—34.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б. К стратиграфии отложений, выполняющих наложенные структуры Северо-Западной Монголии // Тр. Геол. ин-та АН МНР. 1970. Вып. 1.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б. Наложённые структуры Северо-Западной Монголии // Материалы науч. конф., посвящ. 30-летию геол. службы МНР. Улан-Батор: Госиздат, 1971.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б. Основные черты строения и развития структур Монгольского Алтая // Тр. Геол. ин-та АН МНР. 1972. С. 66—89. Вып. 2.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. № 3. С. 40—52.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н. Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хребта Хан-Хухей (Западная Монголия) // Геология и физика. 1983. № 3. С. 20—28.
- Дергунов А.Б., Луvsанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 196 с.

- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Палей И.П. и др. О соотношении карбонатных венд-кембрийских отложений с более древними образованиями Западной Монголии // Геотектоника. 1980. N 6. С. 42—48.
- Дергунов А.Б., Маркова Н.Г. Нижнепалеозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы Монгольского Алтая // Тектоника МНР. М.: Наука, 1974а. С. 59—74.
- Дергунов А.Б., Маркова Н.Г. Среднепалеозойские орогенные структуры Монгольского Алтая // Там же. 1974б. С. 120—126.
- Дергунов А.Б., Молдаванцев Ю.Е. О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала // Геотектоника. 1976. N 3. С. 93—106.
- Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Закономерности формирования палеозойских Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структур континентов в неогее // Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1986. С. 53—67.
- Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии // Геотектоника. 1982. N 6. С. 97—111.
- Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. О тектонической природе "выступов древнего фундамента" в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1985. N 6. С. 13—20.
- Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н. О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 5. С. 35—53.
- Добрецов Н.Л. Общие особенности офиолитов Полярного Урала и Западного Саяна и условия их формирования // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. С. 176—205.
- Добрецов Н.Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии // Геология и геофизика. 1978. N 11. С. 7—13.
- Добрецов Н.Л. О покровной "тектонике" Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. N 1. С. 39—50.
- Добрецов Н.Л. Метаморфизм, континенты и зоны субдукции // Природа. 1986. N 7. С. 40—51.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977а. С. 128—156.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Борусский офиолитовый пояс // Там же. 1977б. С. 157—175.
- Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений. Л.: Наука, 1982. 184 с.
- Ермиков В.Д., Зейферт Л.Л., Петрунина З.Е. и др. Тремадок северной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1978. N 11. С. 21—34.
- Журавлева З.А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 73 с.
- Зайкова Е.В. Верхний протерозой Харальской структурно-формационной зоны (Тува) // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 37—48.
- Зайцев Н.С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии // XXI Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1960а. С. 54—68.
- Зайцев Н.С. Кембрий Тувы // Геология и геофизика. 1960б. N 7. С. 12—23.
- Зайцев Н.С. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
- Зайцев Н.С., Ильин А.В. Тектоника Прихубсугульского прогиба // Геотектоника. 1970. N 5. С. 3—12.
- Зотов А.Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 112 с.
- Зоненшайн Л.П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1970. 44 с.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Зоненшайн Л.П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11—35.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. N 1. С. 19—42.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.Б., Городницкий А.М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. Палеоокеанология. Коллоквиум ОЗ. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 35—45.
- Зыбин В.А., Сергеев В.П. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений юго-востока Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 9—22.
- Иванов А.Х. Геология и полезные ископаемые Кобдинского района Монгольского Алтая // Тр. Монгол. комис. АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 2.
- Иванова С.Н. О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. N 5. С. 47—65.
- Ивонин И.П. Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1971. 28 с.

- Ившин Н.К. Новая биостратиграфическая шкала верхнего кембрия Алтае-Саянской геосинклинальной области // Региональная геология Алтае-Саянской складчатой области. Л.: 1961. Вып. 58. С. 3—62 (Тр. ВСЕГЕИ. НС.; Вып. 58).
- Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири в позднем докембрии—кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири—Севера Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 10, вып. 8(5). С. 83—96.
- Казымин В.Г., Кудяков В.В. Некоторые особенности геологического строения западной части Монгольского Алтая // Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 9. С. 11—17.
- Катюха И.П., Рогачев А.М., Бялый В.И. К стратиграфии палеозоя юго-восточной части Восточного Саяна // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам: Тез. докл. Иркутск: Вост.-Сиб. НИИ-ГГИМС: Иркут. ПГО, 1980. С. 114—115.
- Климин К.А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1980. 182 с.
- Климин К.А. Проблема байкальской складчатости в свете современных данных // Геотектоника. 1975. № 4. С. 11—20.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 168 с.
- Коптева В.В., Кузьмин М.Г., Томуртоого О. Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии // Геотектоника. 1984. № 6. С. 39—54.
- Коробейников В.П., Исаков В.М., Абрамов А.В. и др. Стратиграфия верхнего докембрия Восточной Тувы // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979. С. 120—129. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 268).
- Краевский Б.Г., Ванкман М.К. Некоторые выводы по стратиграфии нижнего кембрия северо-восточной части Алтая // Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск: Кн. изд-во. 1969. С. 140—141.
- Краснов В.И., Степанов С.А. Корреляционные стратиграфические схемы девонских отложений некоторых районов Саяно-Алтайской складчатой области // Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964. С. 108—124. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 29).
- Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Кузнецов В.А. Докембрий в Горном Алтае // Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР. 1948а. Вып. 2. С. 61—72.
- Кузнецов В.А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы // Докл. АН СССР. 1948б. Т. 60, № 2. С. 269—271.
- Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 202—227.
- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Геология и геофизика. Новосибирск: Наука, 1963. № 13. С. 3—70.
- Кузнецов В.А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области // Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1966. С. 16—43.
- Кузнецов П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 95 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Лапин Б.Л. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 13).
- Лапин Б.Н. Петрохимические особенности нижнекембрийских эффузивов Тувы // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. С. 85—112.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Геотектоника. 1977. № 1. С. 3—23.
- Леонов М.Г. Олистостромы и их генезис // Там же. 1979. № 3. С. 18—33.
- Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 232 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 1. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса // Литология и полез. ископаемые, 1983. № 6. С. 3—27.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация, изменение уровня океана, перерывы и пелагическое накопление — глобальные закономерности // XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. Палеоокеанология. Коллоквиум ОЗ. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 3—21.
- Лувсанданзан Б. Стратиграфия палеозоя Монгольского Алтая // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970. С. 85—101.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
- Любалинская З.П. Геологическое строение междуречий верховий рек Саралы и Избаса // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978а. С. 87—94.
- Любалинская З.П. Новые места находок ске-

- летней фауны в Беллыкском белогорье Восточного Саяна // Там же. ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 76—86.
- Любалинская З.П., Семенов Г.Г. Тектоническое положение геосинклинальных вулканогенных формаций нижнего кембрия в Западном Саяне // Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970.
- Ляшенко О.В. Новые данные о строении Восточно-Саянского гипербазитового пояса // Геотектоника. 1979. N 4. С. 33—44.
- Ляшенко О.В. Эволюция структуры офиолитов Восточно-Саянского и Куртушибинского поясов Алтае-Саянской области // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 35—37.
- Ляшенко О.В. Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская складчатая область): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 24 с.
- Макарычев Г.М., Гесь М.Д., Пазилова В.И. Докембрийские офиолиты Улутау в свете стадийного развития земной коры // Геотектоника. 1983. N 4. С. 60—75.
- Маллас Д., Стеенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Там же. 1977. N 6. С. 83—102.
- Маркова Н.Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120 с.
- Маркова Н.Г., Коробов М.Н., Журавлева З.А. К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 10, вып. 7(1). С. 57—70.
- Маркова Н.Г., Павленко А.С. Вулкано-плутоническая ассоциация орогенного этапа развития Монголо-Алтайской тектонической зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206, N 1. С. 174—177.
- Матросов П.С. Домезозойская история развития Западной Монголии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1969. 48 с.
- Мац В.Д., Таскин А.П. Геотектоническое расчленение протерозоя Присаянья и западной окраины Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1973. N 7. С. 33—41.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
- Морковкина В.Ф. Габбро-гипербазитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
- Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойной Евразии. М.: Наука, 1975. 320 с.
- Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. N 2. С. 16—33.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии // Там же. N 6. С. 3—19.
- Муратов М.В. Урало-Монгольский пояс // Тектоника Урало-Монгольского пояса. М.: Наука, 1974. С. 5—11.
- Науменко А.И., Гутак Я.М. Корреляция ордовикских отложений Еринатской и Улаганской мульд (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1982. N 4. С. 113—116.
- Нехорошев В.П. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Борисенко В.И. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкельмесского и Еремантау-Ниязского антиклинория // Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Т. 19, кн. 1. С. 85—102.
- Новикова М.З., Герасимова М.А., Дубинина С.В. Конодонты вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, N 6. С. 1449—1450.
- Обуэн Ж. Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца: О некоторых так называемых классических аспектах перитихоокеанской тектоники // XXVII Международный геол. конгр. Доклады. Тектоника. Секция С. 07. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 43—47.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитондные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 222 с.
- Павленко В.С., Кориковский С.П., Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. История развития гранитондов Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 53, вып. 3. С. 107—125.
- Павлова Т.Г. Седиментологический анализ и условия формирования метаморфизованных докембрийских отложений Центрального Казахстана и Урала // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. Вып. 10. С. 163—171.
- Павловский Е.В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. N 10. С. 3—12.
- Палей И.П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами // Геотектоника. 1979. N 4. С. 45—51.
- Пейве А.В. Принцип унаследованности в тектонике // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. N 6. С. 11—19.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Там же. 1961. N 3. С. 36—54.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.
- Пейве А.В. Тектоническая расслоенность литосферы: Введение. М.: Наука, 1980.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. 1976. N 5. С. 56—70.

- Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблема расслоенности земной коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64—104.
- Перфильев Ю.С.* Докембрий и нижний палеозой западной части Горного Алтая: (Стратиграфия и история геол. развития): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1964. 21 с.
- Петрография Центрального Казахстана.* М.: Недра, 1971. Т. 2: Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. 360 с.
- Пинус Г.В.* Магматизм начальных и ранних этапов развития каледонид Алтае-Саянской складчатой области // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 665—668.
- Пинус Г.В.* Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий // Геология и геофизика. 1965. N 1. С. 3—10.
- Пинус Г.В.* Структурное положение альпинотипных гипербазитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Там же. 1976. N 8. С. 3—10.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В.* О времени образования и внедрения альпинотипных гипербазитов в каледонидах Центральной Азии // Там же. 1978. N 11. С. 3—6.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Поспелов А.Г., Тарновский С.Л.* Методика изучения, систематика и классификация Алтае-Саянской складчатой области: Метод. рекомендации. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. 84 с.
- Постельников Е.С.* Геосинклинальное развитие Енисейского края в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 72 с.
- Предтеченский А.А.* Основные черты геологического строения западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск: Наука, 1967. 154 с.
- Прусевич Н.А.* К особенностям состава породообразующих минералов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 102—103.
- Пуцаровский Ю.М.* Формационные категории океанов и морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 7. С. 3—8.
- Пуцаровский Ю.М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Геотектоника. 1986. N 1. С. 5—16.
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоника северо-запада Тихого океана // Там же. 1981. N 1. С. 5—13.
- Радугин К.В.* Новые данные по геологии Саралинского рудника // Изв. Том. политех. ин-та. 1950. Т. 65, вып. 65. С. 13—24.
- Родыгин А.И.* Докембрий Горного Алтая: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 1968. 52 с.
- Родыгин А.И.* Докембрий Горного Алтая (Зеленосланцевые толщи). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 200 с.
- Розен О.М.* Особенности вулканизма и эволюции земной коры Кокчетавского массива в позднем докембрии // Геотектоника. 1977. N 3. С. 56—69.
- Розман Х.С.* Биостратиграфия и зоогеография верхнего ордовика Северной Азии и Северной Америки. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Ротараш И.А., Клепиков Н.А., Гредюшко Е.А.* Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория // Геотектоника. 1980. N 4. С. 52—62.
- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.* и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Там же. 1982. N 1. С. 44—59.
- Руженцев С.В.* Красные офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Руженцев С.В.* Океаны и палеоокеаны // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши по данным сейсморазведки. М.: Наука, 1984. С. 10—27.
- Савельев А.А.* Геология и хромитовосность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1974. 22 с.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Войкаро-Сыньинский массив // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. С. 60—91.
- Савельева Г.Н.* Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1973. 31 с.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1983. 51 с.
- Самыгин С.Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 204 с.
- Самыгин С.Г.* Комплексы меланократового фундамента // Тектоника Казахстана: Объясн. зап. к Тектон. карте Восточного Казахстана масштаба 1:2500000. М.: Наука, 1982. С. 31—36.
- Самыгин С.Г.* Каледонские шарьяжи хр. Чингиз (Восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, N 3. С. 709—713.
- Семенов А.И.* О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР // Геология руд. месторождений, 1963. N 4. С. 3—23.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского края. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 303 с.
- Сенников В.М.* Стратиграфия палеозоя Уйменско-Лебедского синклинория: Автореф. дис. ...

- канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1962. 22 с.
- Сенников В.М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике // Тр. СНИИГГиМС. 1977. Вып. 201. 136 с.
- Сивов А.Г. Нижний кембрий Западного Саяна // Изв. Том. политех. ин-та. 1953. Т. 74, вып. 2. 93 с.
- Сивов А.Г. К стратиграфии докембрия Западного Саяна // Там же. 1971. Т. 217. С. 168—177.
- Сивов В.А., Климова Г.Н., Карева Г.Д., Линин Н.Е. Опыт корреляции докембрийских отложений по преобладающим комплексам фитогеогенных остатков // Геология и геофизика. 1983. N 10. С. 36—48.
- Суворов А.И. Рамповый пояс Западной Монголии // Геотектоника. 1983. N 4. С. 75—86.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 144 с.
- Тайер Т.П. Некоторые аспекты структурного положения комплекса параллельных даек в офиолитовых комплексах // Геотектоника. 1977. N 6. С. 32—45.
- Тарновский С.Л. Стратиграфия позднего докембрия западной части Восточного Саяна // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979. С. 52—81. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 268).
- Тектоника Казахстана: Объясн. зап. к Тектон. карте Восточного Казахстана масштаба 1:2500000. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Тектоника МНР. М.: Наука, 1974. 284 с.
- Тектоника Урала: Объясн. зап. к Тектон. карте Урала масштаба 1:1000000. М.: Наука, 1977. 120 с.
- Тектоническая карта Северной Евразии / Под ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншина. М.: ГУГК, 1980.
- Тихонов В.И. К стратиграфии "ануйско-чуйской" и "зелено-фиолетовой" формаций Причарышского Алтая // Материалы по региональной геологии. М.: Гостеолтехиздат, 1956. С. 34—45. (Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста; Вып. 2).
- Тихонов В.И. Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии // Геотектоника. 1974. N 4. С. 66—73.
- Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1977. Т. 1. 590 с.
- Федоровский В.С., Штрейс Н.А. Проблема байкалий и южная граница Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 6. С. 68—73.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, N 1. С. 172—175.
- Фомичев В.Д., Алексеева Л.Э. Геологический очерк Салаира. Тр. Л.: 1961. 218 с. (Тр. ВСЕГЕИ. НС; Вып. 63).
- Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука. 1980. 232 с.
- Хаин В.Е. Основные этапы и общие закономерности эволюции структуры земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. N 11. С. 12—21.
- Хаин В.Е. Современная структура континентов и океанов и основные этапы ее становления // Геотектоника. 1985. N 3. С. 77—78.
- Харин Г.С. Ультраосновные породы на дне Атлантического океана // Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 49—51.
- Хасин Р.А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. // Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971. С. 7—40.
- Херасков Н.Н. Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 15, вып. 3. С. 34—49.
- Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 120 с.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27, вып. 5. С. 31—52.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 120 с.
- Херасков Н.П. Области байкальской складчатости // Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. С. 48—68.
- Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Хераскова Т.Н., Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Венд-нижнекембрийские формации Западной Монголии // Проблемы геологии Монголии. Улан-Батор, 1983. (Тр. геол. ин-та АН МНР; Вып. 6).
- Хераскова Т.Н., Томуртогов О., Хаин В.Е. Офиолиты и верхнекембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 6. С. 25—51.
- Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука. 1976. 272 с.
- Хоментовский В.В. Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. С. 16—18.
- Храмов А.Н. Глобальная палеогеография эпох раннего и среднего палеозоя по результатам палеомагнитных исследований // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л.: Наука, 1981. С. 113—132. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 6).
- Чернов В.И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1974. 264 с.
- Черноморский М.А. Протерозой области сочленения Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1965. 24 с.
- Чучко В.Н., Сарбаа Я.В. Новые данные по стратиграфии средневерхнекембрийских отложений между речьями Сисыг-Хема и Чапиш в Северо-Восточной Туве // Кембрийская тек-

- тоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. С. 51-55.
- Чучко В.Н., Сарбаа Я.В., Шульга В.К. Стратиграфия кембрийских образований между речья Сытыг-Хем—Чашпы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувин. кн. изд-во, 1969. Вып. 1. С. 10—23.
- Шатов Я.В., Долгушин П.С., Розилова З.В. Особенности строения фундамента Минусинского горного прогиба // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. Т. 9. С. 39—49.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. N 5. С. 3—23.
- Шатский Н.С., Богданов А.А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. М.: Госгеолтехиздат, 1967. 56 с.
- Шепель А.Б. Геологическое строение и основные черты петрологии Ташелгинского железорудного поля Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1972. 32 с.
- Широбоков И.М., Сезько А.И. Основные черты стратиграфии докембрия Восточного Саяна // Основные черты геологии Восточного Саяна. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1979. С. 8—36.
- Шеглов А.П., Волков В.В. Очерк стратиграфии кембрийских отложений Тувы // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. С. 7—42.
- Яковлев Г.Ф. Тектонические структуры Рудного Алтая, история их развития и значение в размещении полиметаллических месторождений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1960. 45 с.
- Янишин А.Л., Боголепов К.В. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чачан-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. N 8. С. 12—25.
- Bond G.C., Nickenson P.A., Kominz M.A. Break of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 70, N 2. P. 325—345.
- Boyle A., Hansen T.S., Kollung S., Masson R. A new tectonic perspective of the Sulitjelma region // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 36—37.
- Bruton D.D., Lindstrom M. Ordovician of Scandinavia // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 37—38.
- Caledonides of the British Isles — Reviewd / Ed. A.L. Harris et al. L.: Scot. Acad. press, 1979. 768 p.
- Coward M.P. The thrust and shear zones of the Main thrust zone and the NW Scottish Caledonides // J. Geol. Soc. 1983. Vol. 140. N 5. P. 795—811.
- Dergunov A.B. Structure of the Caledonides and the development of the Earth crust in West Mongolia and the Altai-Sayan area, USSR // Proc. "The Caledonides in the USA": Dep. Geol. Sci. Virginia Polytechn. Inst. and State Univ. Mem. 1980. N 2. App. A1—A19. P. 197—203.
- Gee D.G. A geotraverse through the Scandinavian Caledonides — Östersund to Trondheim: SGU Ser. C NR 717. Uppsala (Sweden), 1975. 66 p.
- Gee D.G. The Scandinavian caledonides // Terra cogn. 1982. Vol. 2, N 2. P. 89—96.
- Gee D.G., Zachrisson E. The Caledonides in Sweden: SGU Ser. C NR 769. Uppsala (Sweden), 1979. 48 p.
- Gorbatshev R. Basement and Precambrian nappe elements in the South-Central Scandinavian Caledonides // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 46.
- Gorbatshev R., Naterstad J., Ramberg I.B. Basement cover relationships in the Scandinavian Caledonides // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 46—47.
- Grenne T., Lagerblad B. The Fundsoj Group, Central Norway — a Lower Palaeozoic island arc sequence: geochemistry and regional implications // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 47—48.
- Griffin W.Z., Carswell D.A. Geochronological setting of in situ eclogite metamorphism in Western Norway // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 48.
- Holte Dahl O. Geology of Norway. Trondheim (Norway): NGU, 1960. 208 p.
- Lindqvist J.-E. Basement-cover relationships in windows of the Central Scandinavian Caledonides // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 57.
- Nordos J. Lithostratigraphy and petrochemistry of Caledonian rocks on Bømlø, SW Norway // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 58.
- Nysuen J.P., Kumpulainen R. Upper Proterozoic basin evolution and sedimentation on Western margin of the Baltoscandian craton, Southern and Central Scandinavia // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 62.
- Piper J.D. Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1983. N 74. P. 163—197.
- Prichard H.M. The shetland ophiolite // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 65—66.
- Ramberg H. Experimental and mathematical models of Caledonian structures // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 67.
- Ramsay D.M., Sturt B.A., Zwaan K.B., Roberts D. Caledonides of Northernmost Norway // Ibid. 1981. Vol. 1, N 1. P. 67.
- Roberts D., Gale G.H. The Caledonian — Appalachian-Japetus Ocean // Evolution of the Earth's crust / Ed. D.H. Tarling. L.; N.Y.: Acad. press, 1978. P. 255—342.
- Roberts D., Gee D.G. Caledonian tectonics in Scandinavia // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 69—70.
- Rutkovski E., Boruski L. Pierwsze datowania bezwzględne (K—Ar) granitoidów Mongolii Zachodniej // Kwart. geol. 1965. T. 9. N 3. S. 31—35.
- Schenk P.E. Nova Scotia, Morocco and continental drift // Earth science symposium on offshore Eastern Canada. Geol. Surv. Canad. Pap. 1973. N 41—23. P. 219—222.
- Stephens M.B., Gee D.G. A plate tectonic model of Caledonian orogenesis in the Central Scandinavian Caledonides // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 76.
- Strand T., Kulling O. Scandinavian Caledonides. L.: Wiley, 1972. 378 p.
- Thon A. The Gullfjellet ophiolite complex and structural evolution of the Major Bergen arc

- West Norwegian Caledonides // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 78—79.
- Törnebohm A.E.* Om Fjälproblemet. GFF 10. 1888. P. 328—336.
- Törnebohm A.E.* Grunddragen at det centrala Skandinavians bergbyggnad // Kongl. Sven. Vetenskap. Akad. Handl. 1896. N 28(5). P. 212.
- Tragheim D.* Polyphase nappe-emplacement histories in Norland, Arctic Norway // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 80.
- Welin E., Gorbatshev R., Kähr A.M.* Zircon dating of polymetamorphic rocks in South-Western Sweden. Uppsala: Sver. Geol. Undersökning, 1982. 34 p.
- Williams H., Hatcher R.D.* Appalachian suspect terranes // Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. N 158. P. 33—53.
- Wilson M.R.* The basement windows of the Caledonides of Nordland and Norrbotten in relation to the Bolticshield // Terra cogn. 1981. Vol. 1, N 1. P. 82.
- Wood D.* Anglesy Melange, Wales, is Anglesy University of Illinois, USA // Talk on Penrose Conf. S. Barbara (Cal.), 1978. P. 13.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Исходные теоретические положения и материалы	3
Глава первая	
Определение, общая характеристика, тектоническое положение и районирование каледонид Центральной Азии	8
Глава вторая	
Соотношение каледонид с древним обрамлением и проблема фундамента	11
Докаледонское обрамление	12
Выступы древнего фундамента	18
Глава третья	
Меланократовое основание каледонид	24
Габбро-гипербазитовые комплексы	27
Комплексы диабазовых силлов и даек	46
Глава четвертая	
Стратиграфические комплексы и положение в них каледонских формаций	49
Некоторые проблемы стратиграфии Алтае-Саянской области	49
Стратиграфические комплексы	51
Глава пятая	
Строение каледонид Центральной Азии	81
Структуры и формации ранней, океанической, стадии	82
Структуры и формации переходной стадии	103
Структуры и формации континентальной стадии	123
Гранитоиды континентальной стадии	137
Глава шестая	
История формирования каледонских сооружений и континентальной земной коры	142
Докаледонский этап	143
Венд-среднекембрийский этап	145
Средне-позднекембрийский этап	152
Ордовикско-силурийский этап	155
Девонско-позднепалеозойский этап	157
Глава седьмая	
Сравнение основных этапов развития каледонид Центрального Казахстана и Центральной Азии ..	161
Глава восьмая	
Сравнительная характеристика каледонид обрамления Северной Атлантики	165
Скандинавия	165
Британские острова	172
Остров Ньюфаундленд	174
Аппалачи	175
Гренландия	177
Заключение	180
Литература	183

CONTENTS

Introduction	3
Initial theoretical propositions and sources	3
Chapter one	
The Caledonides of Central Asia: definition, general features, tectonic position position and zoning	8
Chapter two	
Relationship of the Caledonides with the ancient framing and the problem of basement	11
Precambrian framing	12
On protrusions of the ancient basement	18

- West Norwegian Caledonides // *Terra cogn.* 1981. Vol. 1, N 1. P. 78—79.
- Törnebohm A.E.* Om Fjälproblemet. *GFF* 10. 1888. P. 328—336.
- Törnebohm A.E.* Grunddragen at det centrala Skandinavians bergbyggnad // *Kongl. Sven. Vetensk. Akad. Handl.* 1896. N 28(5). P. 212.
- Tragheim D.* Polyphase nappe-emplacement histories in Norland, Arctic Norway // *Terra cogn.* 1981. Vol. 1, N 1. P. 80.
- Welin E., Gorbatshev R., Kähr A.M.* Zircon dating of polymetamorphic rocks in South-Western Sweden. Uppsala: Sver. Geol. Undersökning, 1982. 34 p.
- Williams H., Hatcher R.D.* Appalachian suspect terranes // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1983. N 158. P. 33—53.
- Wilson M.R.* The basement windows of the Caledonides of Nordland and Norrbotten in relation to the Bolticshield // *Terra cogn.* 1981. Vol. 1, N 1. P. 82.
- Wood D.* Anglesy Melange, Wales, is Anglesy University of Illinois, USA // *Talk on Penrose Conf. S. Barbara (Cal.), 1978. P. 13.*

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Исходные теоретические положения и материалы	3
Глава первая	
Определение, общая характеристика, тектоническое положение и районирование каледонид Центральной Азии	8
Глава вторая	
Соотношение каледонид с древним обрамлением и проблема фундамента	11
Докаледонское обрамление	12
Выступы древнего фундамента	18
Глава третья	
Меланократовое основание каледонид	24
Габбро-гипербазитовые комплексы	27
Комплексы диабазовых силлов и даск	46
Глава четвертая	
Стратиграфические комплексы и положение в них каледонских формаций	49
Некоторые проблемы стратиграфии Алтае-Саянской области	49
Стратиграфические комплексы	51
Глава пятая	
Строение каледонид Центральной Азии	81
Структуры и формации ранней, океанической, стадии	82
Структуры и формации переходной стадии	103
Структуры и формации континентальной стадии	123
Гранитоиды континентальной стадии	137
Глава шестая	
История формирования каледонских сооружений и континентальной земной коры	142
Докаледонский этап	143
Венд-среднекембрийский этап	145
Средне-позднекембрийский этап	152
Ордовикско-силурийский этап	155
Девонско-позднепалеозойский этап	157
Глава седьмая	
Сравнение основных этапов развития каледонид Центрального Казахстана и Центральной Азии ..	161
Глава восьмая	
Сравнительная характеристика каледонид обрамления Северной Атлантики	165
Скандинавия	165
Британские острова	172
Остров Ньюфаундленд	174
Аппалачи	175
Гренландия	177
Заключение	180
Литература	183

CONTENTS

Introduction	3
Initial theoretical propositions and sources	3
Chapter one	
The Caledonides of Central Asia: definition, general features, tectonic position position and zoning	8
Chapter two	
Relationship of the Caledonides with the ancient framing and the problem of basement	11
Precambrian framing	12
On protrusions of the ancient basement	18

Chapter three	
The melanocratic basement of the Caledonides	24
Gabbro-hyperbasite complexes	27
Complexes of diabase sills and dykes	46
Chapter four	
Caledonian stratigraphic complexes and their relationship with geological formations	49
Some problems of stratigraphy within the Altai—Sayan region	49
Stratigraphic complexes	51
Chapter five	
Construction of Central Asia Caledonides	81
Structures and formations of the Early Ocean stage	82
Structures and formations of the Transitional stage	103
Structures and formations of the Continental stage	123
Granitoids of the Continental stage	137
Chapter six	
Caledonian constructions and the Continental crust: the history of formation	142
Precaledonian phase	143
Vendian-Middle Cambrian phase	145
Middle-Upper Cambrian phase	152
Ordovician-Silurian phase	155
Devonian-Late Paleozoic phase	157
Chapter seven	
Central Kazakhstan and Central Asia: a comparison of the main stages of Caledonides development	161
Chapter eight	
Caledonides of the North Atlantic continental frame: a comparative characteristic	165
Scandinavia	165
The British Isles	172
Newfoundland	174
The Appalachians	175
Greenland	177
Conclusion	180
References	183

Научное издание

Дергунов Александр Борисович

КАЛЕДОНИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Труды, вып. 437

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Художественный редактор **И.Ю. Нестерова**. Технический редактор **Л.В. Русская**
Корректор **Л.А. Агеева**

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 39838

Подписано к печати 10.08.89. Т — 10398. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,6. Усл.кр.-отт. 15,9. Уч.-изд.л. 18,9
Тираж 750 экз. Тип. зак.1905. Цена 3 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 р. 80 к.

ISSN 0002-3272 Гр. ГИИ АН СССР. 1989. Вып. 437.1-192