

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1977

СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М. К проблеме Колымского массива	3
Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива	6
Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дегтярев В. С., Савосина А. К., Артемов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива	18
Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е., Мокшанцев К. Б., Славин В. И., Хаин В. Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных	32
Драновский Я. А., Гольбрайх И. Г. К проблеме Колымского массива	46
Строкин Ю. А., Филатова Л. И. О древнем структурном шве в метаморфическом комплексе докембрия Улугау (Центральный Казахстан)	58
Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира	68
Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А. Особенности соляной тектоники южной части Предуральяского прогиба и ее связь с надвиговыми дислокациями	81
Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа	88
Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины Востока Азии	104

Рецензии

Рослый И. С. К методике изучения локальных структур платформ	124
--	-----

G E O T E C T O N I C S

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1977

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M. On the Kolyma massif problem	3
Tilman S. M., Afitsky A. I., Chekhov A. D. Comparative tectonics of the Alazeya and Oloi zones (North-East of the USSR) and the Kolyma massif problem	6
Natapov L. M., Zonenshain L. P., Shulgina V. S., Surmilova E. P., Degtyarev V. S., Savosina A. K., Artemov A. V., Kats A. G., Stavsky A. P. Geological development of the Kolyma-Indigirka region and the Kolyma massif problem	18
Grinberg G. A., Gussev G. S., Milanovsky E. E., Mokshantsev K. B., Slavin V. I., Khain V. E. Structure and development of the Kolyma massif in the light of the present-day knowledge	32
Dranovsky Ya. A., Golbraikh I. G. On the subject of the Kolyma massif	46
Strokin Yu. A., Filatova L. I. On the old structural suture in the Precambrian metamorphic complex of the Ulutau (Central Kazakhstan)	58
Ruzhentsev S. V., Pospelov I. I., Sukhov A. N. Tectonics of the Kalaikhumb-Sauksai zone of the North Pamirs	68
Kazantsev Yu. V., Kamaletdinov M. A. Peculiarities of salt tectonics of the southern part of the Uralian foredeep and its relation to overthrusting	81
Adamiya Sh. A., Zakariadze G. S., Lordkipanidze M. B. Evolution of the old active continental margin on the example of the Alpien history of the Caucasus	88
Melankholina E. N., Molchanova T. V. Tectonic system of the Late Mesozoic continental margin in eastern Asia	104
Review	
Roslyi I. S. On methods of studying the local platform structures	124

УДК 551.24.055(571.56+571.65)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

К ПРОБЛЕМЕ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Можно привести много примеров, когда региональные проблемы тектоники являются предметом длительных дискуссий. Например, уже около 40 лет обсуждается вопрос: существует или нет в Арктике Гипербореяская платформа. Много лет дискутируется проблема юго-западной границы Восточно-Европейской платформы и т. д.

Более чем 40-летней давность имеет и научный спор относительно тектоники Колымо-Индибирского междуречья.

Напомню основные идеи, которые высказывались разными авторами по этому поводу. Первая группа авторов считает, что в пределах Колымской низменности и Алазейского плоскогорья срединного массива нет, а есть небольшая древняя платформа. Об этом впервые писал С. В. Обручев в 1934 г., а в 1972 г. в статье, а затем в книге (1975), посвященной происхождению материков и океанов, эту идею поддержал М. В. Муратов.

Вторая группа исследователей придерживается противоположных взглядов, что здесь развиты геосинклинальные, прежде всего палеозойские комплексы, образующие в центральной части огромной сложно построенной складчатой области крупные поднятые формы. Начало этим взглядам положил М. М. Тетяев в 1935 г. Затем они были поддержаны П. Н. Кропоткиным и Е. Т. Шаталовым (1936), через 10 лет — И. П. Атласовым (1947). В ряде работ, опубликованных несколько лет назад, сходные взгляды высказывали И. М. Русаков и В. А. Виноградов (1969 и др.), которые пишут об эвгеосинклинальной природе существующих здесь складчатых комплексов.

В 1975 г. М. Б. Шарковский, развивая идею о Колымо-Индибирской палеозойско-мезозойской эвгеосинклинали, заключил, что здесь никогда не было континентальной коры и что эта эвгеосинклиналь возникла из «микроокеана». На его схеме показаны окружающие эту океаническую эвгеосинклиналь антиклинории: Улахан-Сис-Полоусный, Селенняхский, Тас-Хаяхтахский и др. Строение всех их одинаковое и весьма необычное: одно крыло эвгеосинклинальное, а другое — миогеосинклинальное. При рассмотрении схемы обращает на себя внимание то, как антагонистически избегают эвгеосинклинальную область пояса гранитоидов. Появляется мысль, что в пределах эвгеосинклинали до сих пор нет сформировавшейся континентальной коры, и в этом уязвимое место цитируемой работы. Вообще говоря, идея об эвгеосинклинали, развивавшейся в центре Северо-Востока СССР на океанической коре, принадлежит группе магаданских геологов: Н. А. Шило, В. М. Мерзлякову, М. И. Терехову и С. М. Тильману (1973). Позднее некоторые из этих авторов пришли к выводу, что эта океаническая кора — вторичная, образовавшаяся в результате растяжения дорифейской континентальной коры.

Третья группа авторов признает Колымский массив именно как срединный массив. Впервые об этом писал В. Н. Сакс (1938). Он отмечал, что Колымская платформа С. В. Обручева резко отличается своей мо-

бильностью от типичных платформ, и предлагал назвать ее «жесткой массой». Понятие о Колымском срединном массиве особенно начало укрепляться после издания Н. С. Шатским в 1953 г. первой тектонической карты СССР. В ряде публикаций эта точка зрения развивалась также автором этих строк. При этом на основе формационного анализа в состав массива (для позднепалеозойского — мезозойского времени) были включены крупные поднятия — Полоусненское, Тас-Хаяхтаское, Черского и др., названные окраинными поднятиями (Пушаровский, 1956, 1960). Такой взгляд получил поддержку Б. А. и Л. А. Снятковых (1958)¹, Н. А. Богданова (1963), К. Б. Мокшанцева, Г. С. Гусева (1975)² и многих других авторов. Вулканогенные породы в пределах массива рассматриваются как закономерное явление тектонических образований подобного типа, равно как и складчатые и разрывные деформации. О существовании Колымского срединного массива раньше писал в своих публикациях С. М. Тильман (1962, 1973), а до него К. Я. Спрингис (1958).

В 1975 г. идею о сложном развитии Колымского срединного массива конкретизировал П. В. Гуляев. Он пришел к выводу, что на месте Алазейского поднятия в пределах сиалического блока, представлявшего срединный массив, вероятно, в девоне образовалась рифтогенная структура, в которой сформировались грубообломочные и вулканические толщи. В среднем карбоне рифт закрылся, структура консолидировалась, однако не в слишком высокой степени. В верхнем палеозое происходило формирование вулканогенно-осадочного комплекса. Неоднократные проявления тектонических движений и магматизма имели место и далее.

Все это, действительно, можно воспринять как естественные черты развития структур типа срединных массивов. Однако какие из взглядов более всего отвечают современному уровню знаний должно показать будущее.

Существенное значение будет иметь дальнейшее изучение геологии Алазейского поднятия. Нельзя не отметить, что стратиграфическая схема слагающих его пород еще не устоялась. Многие стратиграфические подразделения только недавно выделены, и описания их еще недостаточны. Большие затруднения создает в общем слабая обнаженность района.

Особого внимания заслуживает самый нижний комплекс, развитый в центральной части Алазейского поднятия. Судя по всему, это граувакки с более или менее измененными преимущественно андезитовыми, а также и базальтовыми вулканитами и кремнистыми породами. Есть мнение, что кремнистые породы результат вторичного окремнения. С комплексом связаны габброиды и гранитоиды. Речь идет о разрезах междуречья Седедемы — Кенкельды и р. Кыллах. Возраст пород условно датируется нижним — средним карбоном, возможно, и девонем (Гуляев, 1975). Существенно, что выше по разрезу идут терригенные толщи, содержащие кислые эффузивы. Возраст их палеонтологически датирован.

Любопытна толща ниже-верхнепермского возраста, сложенная яркоокрашенными кислыми эффузивами — трахидацитами, липаритами и их пирокластическими аналогами. Поскольку ее мощность много сотен метров, надо думать, что это особая формация. По-видимому, без углубленного формационного анализа Алазейского поднятия решить вопрос о тектонической природе не удастся. Необходимо также внимательно рассмотреть признаки офиолитов, в отношении присутствия которых высказываются диаметрально противоположные мнения.

Колымский массив несколько лет назад многими геологами использовался как тектонотип срединных массивов. Поэтому проблема его существования отнюдь не только региональная. В 1976 г. Междуведомственным тектоническим комитетом был проведен специальный симпозиум

¹ См. в кн.: Геологическое строение СССР (т. 3, Тектоника). Госгеолтехиздат, 1958.

² См. в кн.: Тектоника Якутии. «Наука», Новосибирск, 1975.

по этой проблеме. На нем также нашли отражение разные точки зрения. Публикуемые в данном номере журнала статьи — это некоторые из докладов, прочитанных на упомянутом симпозиуме.

Литература

- Атласов И. П.* Краткий геологический обзор Советской Арктики.— Тр. Горно-геол. упр., 1947, вып. 33.
- Богданов Н. А.* Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гуляев П. В.* К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т.* Очерк геологии Северо-Востока СССР.— Материалы Охотско-Колымского края, 1936, сер. 1, геол. и морфол., вып. 3.
- Муратов М. В.* Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст.— Междунар. геол. конгресс, XXIV сес. Докл. сов. геол. Проблема 3. Тектоника. М., «Наука», 1972.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Обручев С. А.* Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии.— Пробл. сов. геологии, 1934, т. 3, № 6 и 7.
- Пуцаровский Ю. М.* О тектонике Северо-Востока СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 31, № 5.
- Пуцаровский Ю. М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.— Тектоника СССР, т. V, Изд-во АН СССР, 1960.
- Русаков И. М., Виноградов В. А.* Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА, Регион. геол., Л., 1969, вып. 15.
- Сакс В. Н.* К тектонике северо-восточной части Якутии.— Пробл. Арктики, 1938, № 5—6.
- Спрингис К. Я.* Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1958.
- Тетяев М. М.* К тектонике Арктики. Геология и полезные ископаемые Севера СССР.— В кн.: Тр. 1-й Геологоразведочной конференции, т. 1, Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Тильман С. М.* Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1. Магадан, 1962.
- Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозойды севера Тихоокеанского кольца.— Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 40. Новосибирск. «Наука», 1973.
- Шарковский М. Б.* Тектоника Колымо-Индибирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Шатский Н. С.* Тектоническая карта СССР, м-б 1 : 4 000 000. М., Изд-во Гл. упр. геодез. и картогр., 1953.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.* Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойды Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
10 февраля 1977 г.

УДК 551.24.055(571.56+571.65)

С. М. ТИЛЬМАН, А. И. АФИЦКИЙ, А. Д. ЧЕХОВ
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА АЛАЗЕЙСКОЙ
И ОЛОЙСКОЙ ЗОН (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)
И ПРОБЛЕМА КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Алазейская и Олойская зоны относятся к деструктивным тектоническим образованиям длительного геосинклинального развития с различной глубиной раскрытия дорифейской континентальной коры. Они характеризуются сложным мозаично-блоковым стилем тектоники, многократными проявлениями эффузивного и интрузивного магматизма, смешанной (сиалической и фемической) металлогенической специализацией. Становление повторной континентальной коры в них пришлось на середину мела. Площадь бывшего Колымского массива в палеозое и мезозое была занята окраинным морем, открывавшимся на восток в сторону Корякско-Камчатского океанического бассейна.

Геологические и геофизические данные, полученные в последние годы по Колымо-Индибирскому междуречью и Северо-Восточному Приколывью, позволили сформулировать вывод об общности строения Алазейской и Олойской зон (Русаков, Виноградов, 1969; Шило и др., 1973; Тильман и др., 1974, 1975); они же поставили под сомнение существование Колымского массива в границах, показанных на всех изданных тектонических картах и схемах. Действительно, обе названные зоны пространственно тесно сопряжены друг с другом, связаны общими простираниями мезозойских структур и обладают одинаковыми геофизическими полями, что, в частности, подчеркивается направлением осей аэромагнитных аномалий ΔT_a . Много сходных черт обнаруживается и в строении разрезов палеозойских и мезозойских отложений. Однако Алазейская зона, за исключением одноименного поднятия, на значительной площади скрыта под мощным чехлом кайнозойских отложений, и чтобы понять особенности ее строения и развития и тем более решать проблему Колымского массива, очевидно, необходимо обратиться к сравнительному анализу ее тектоники с Олойской зоной, по которой имеются более полные сведения.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ

Тектонические элементы разного порядка, обрамляющие обе зоны на севере, западе и юге, относятся к области со сформированной континентальной корой к началу рифея. В одних случаях это складчатые миогеосинклинальные образования Яно-Колымской и Анойско-Чукотской систем, в других — блоки со складчатым докембрийским фундаментом и пологодислоцированным чехлом (Омолонский массив и Приколывское поднятие). Находясь по соседству с Алазейской и Олойской зонами, участки с докембрийской сиалической корой в Западном Приколывье, на Омолонском массиве, на юге Улахан-Сисского поднятия и в некоторых других районах испытывали неоднократную трансформацию, что выразилось в их интенсивной раздробленности, в проявлениях специфического палеозойского и мезозойского интрузивного магматизма, в излияниях лав в субаэральных и морских условиях и в типах разрезов, формации

туфы с прослоями и горизонтами мраморизованных известняков (Сизых, 1973).

Третий блок — Надежинский — расположен в верхнем течении р. Олойчан. По данным В. И. Теплых, в северо-западной его части отмечены выходы кварцитов, эпидот-кварцево-актинолитовых, слюдисто-кварцевых сланцев и мраморов. В юго-восточной части блока обнажаются эффузивы основного состава, возможно, среднепалеозойского возраста.

На остальной площади Олойской зоны, где обнажаются клинья, блоки и узкие полосы среднепалеозойских пород, их разрезы отличаются большим разнообразием формационного состава. Так, в Уш-Уракчанском поднятии девон представлен лавами и туфами основного, среднего и кислого состава при преобладании внизу разреза трахибазальтов и трахиандезитов с прослоями кремнистых пород и рифогенных известняков. В нижнем карбоне развиты карбонатные с гипсами породы и, кроме того, появляются пачки флишеидного чередования песчаников, алевролитов и сланцев (Симаков, 1967). Ближе к Омолонскому массиву в Моланджинском и некоторых других поднятиях разрезы девона характеризуются преобладанием липаритов, липарито-дацитов и их туфов, чередующихся с пачками карбонатных, терригенных и реже сургучно-красных яшмовидных пород. На водоразделе рек Олоя и Еропола (Лево-Олойское поднятие), по данным Ю. Р. Васильева, обнажается толща девонских и нижнекаменноугольных пород общей мощностью до 2000 м. Она представлена внизу туфогенными гравелитами и песчаниками с прослоями пестроокрашенных липарито-дацитов и их туфов. Далее следуют кремнистые сланцы, липарито-дациты и фельзиты, туфы среднего и кислого состава с горизонтами и пачками мраморизованных известняков (Тильман, 1962). Слои здесь падают моноклинально под углами 40—50° и прорваны палеозойскими гранитоидами.

В юго-восточной части Олойской зоны в бассейне р. Еропола вулканогенно-осадочные толщи девона меняют свой состав до андезитов, спилитов и базальтов; немалую роль здесь начинают играть кремнистые породы; возрастают мощности отложений и появляются сложные складчатые деформации.

На Яракваамском поднятии Олойской зоны вскрыт разрез вулканогенного комплекса, представленного сильно измененными, перемятыми и круто дислоцированными базальтами, спилитами, кератофирами и их туфами, заключающими прослой и отдельные пачки граувакк и кремнистых пород. Они несогласно перекрываются каменноугольно-пермскими прибрежно-морскими терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями, охарактеризованными фауной и флорой.

Близкая картина наблюдается на Алазейском поднятии, где основание разреза палеозоя сложено кенкельдинской толщей, состоящей из граувакк, туфов андезитов и базальтов, кремнистых пород с линзами яшм и пелитоморфных известняков. Осадочные и пирокластические породы заключают отдельные потоки базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов. Возраст толщи пока неясен, но, судя по тому, что она согласно перекрывается нижнекаменноугольными отложениями, ее условно можно отнести к девону. С этой толщей пространственно ассоциируют глаукофановые сланцы (Лычагин и др., 1975). Следующая толща, по данным тех же авторов, представлена граувакками, кремнистыми породами и туфами андезито-базальтового состава с линзами гравелитов мощностью более 1000 м. Она охарактеризована брахиоподами и мшанками нижнего карбона.

Таким образом, в Алазейской и Олойской зонах находятся три разных типа разрезов среднего палеозоя. Первый из них свойствен блокам с дорифейской континентальной корой, не претерпевшей сколько-нибудь значительной переработки (Орловкинский выступ, Сиверское поднятие). Второй тип разреза характеризует так называемую грабенную стадию,

в течение которой происходило дробление сиалической коры путем образования в ее теле континентальных рифтов (Уш-Уракчанское, Моланджинское, Лево-Олойское поднятия). Третий тип указывает на более глубокое раскрытие коры, следствием чего явилось формирование комплексов пород, близких к океаническим (Еропольское, Яракваамское, Алазейское поднятия).

В обеих зонах широко развиты вулканогенно-терригенные толщи верхнего палеозоя. Они фациально не выдержаны по латерали и представлены различными по генезису отложениями. При этом как будто наблюдается некоторая зависимость позднепалеозойских тектонических обстановок от предшествующих среднепалеозойских. В тех участках, где в среднем палеозое формировались комплексы пород, близкие к океаническим, в позднем палеозое шло накопление прибрежно-морских и континентальных отложений и, напротив, в других районах, где в среднем палеозое образовались грабеновые фации, в позднем произошло дальнейшее раскрытие коры, местами вплоть до мантийного субстрата, и создались условия для накопления океанического комплекса, либо морских геосинклинальных отложений без вулканитов.

Так, на Яракваамском поднятии среднепалеозойские базальты, спилиты и кератофиры сменяются прибрежно-морскими туфогенно-терригенными и молассоподобными отложениями верхнего палеозоя: конгломератами, брекчиями, туфогенными косослоистыми песчаниками, грубыми туфами и граувакками.

Верхний палеозой на Еропольском поднятии и в сопредельных районах встречается в изолированных блоках, где он представлен туфами, граувакками, песчанистыми известняками и конгломератами. Суммарная мощность верхнепалеозойских отложений в этих районах невелика и исчисляется первыми сотнями метров.

В составе верхнепалеозойского комплекса Алазейского поднятия преобладают конгломераты и гравелиты, граувакки, туфы разного состава. В разрезе верхней перми значительную роль играют кислые вулканиты (Лычагин и др., 1975).

В конгломератах, широко распространенных по всему разрезу верхнего палеозоя, обнаруживается галька габбро, плагиогранитов, диоритов, вулканитов разного состава, осадочных и пирокластических пород. В свою очередь верхнепалеозойские отложения прорваны и метаморфизованы дайками и малыми интрузиями габбро-плагиогранитного состава.

Охарактеризованные комплексы пород мы полагаем возможным отнести к классу геосинклинальных формаций, фиксирующих, с одной стороны, раннее становление гранитно-метаморфического слоя в некоторых участках Олойской и Алазейской зон, а с другой — первое появление геосинклинальных поднятий. Именно здесь (Яракваамское, Еропольское, Алазейское поднятия) оказались наиболее отчетливо проявленными стратиграфические перерывы и структурные несогласия, приходящиеся на ранний и отчасти средний триас.

Типичный разрез верхнепалеозойского океанического комплекса вскрыт на правом берегу р. Большого Аюя против устья р. Алучин. На «гипербазит-габбровом слое» с неясными взаимоотношениями, но скорее всего с разрывом, здесь залегает 400-метровая толща базальтов, спилитов, диабазов, кератофиров и их туфов, кремнистых и терригенных пород с линзами и прослоями известняков. В алевролитах и известняках обнаружена средне- и верхнекаменноугольная фауна (Довгаль, 1964). Эта толща несогласно перекрывается триасовыми отложениями. В гальке норрийских конгломератов встречается весь набор пород океанического комплекса, а также гипербазиты, габброиды и плагиограниты.

Океанический комплекс находится в тесной пространственной ассоциации с Алучинским гипербазитовым массивом, в составе которого раз-

личаются гарцбургиты, оливиниты, пироксениты и другие разновидности ультраосновных пород. На южном окончании Алучинского массива в бассейне р. Теленеут, по данным О. П. Тимофеева, протягивается узкая полоса глаукофановых сланцев, образовавшихся по гипербазитам.

Таким образом, и Алучинский гипербазитовый массив, и только что рассмотренный океанический комплекс в совокупности составляют офиолитовую ассоциацию, распространение которой в Олойской зоне достоверно ограничивается только этим районом. Имеются данные, согласно которым базитовый комплекс с глаукофановыми сланцами обнажен в Бадярихинском выступе Алазейской зоны (Лычагин и др., 1975), но его стратиграфическое и структурное положение не выяснено.

Мы задались целью установить, является ли Алучинская офиолитовая ассоциация фрагментом первичной океанической коры, или же ее образование явилось следствием глубокого рифтогенеза, затронувшего древнюю континентальную кору и подстилающую мантию? На этот вопрос можно найти ответ, если обратиться к сравнительной характеристике Олойской зоны и Корякского нагорья. Обращает на себя внимание тот факт, что алучинский гипербазитовый и океанический комплексы находятся рядом с Орловкинским сиалическим блоком, чего пока нигде не наблюдается в Корякском нагорье. В последнем выходы метаморфических пород в Пенжинском кряже, в Ваежском и Иомраутском блоках представляют собой фрагменты меланократового фундамента, как его понимает М. С. Марков (1975). Гипербазитовый массив ориентирован дискордантно к простираниям складчатых структур Олойской зоны, тогда как в Корякском нагорье все полосы меланжа и протрузии гипербазитов подчеркивают общую покровно-чешуйчатую структуру (Александров и др., 1975). Ультрабазиты Алучинского массива и в особенности гарцбургиты отличаются от таковых пород Корякского нагорья резко пониженным на целый порядок содержанием K_2O , и тем самым они стоят в ряду внутриконтинентальных альпинотипных гипербазитов, а не океанических или окраинно-океанических, как это имеет место в Корякском нагорье. Все эти данные в совокупности свидетельствуют о том, что предположение о вторичной, менее глубокой и менее энергоемкой природе Алучинской офиолитовой ассоциации кажется наиболее вероятным.

В Алазейской и Олойской зонах обнаруживаются и такие разрезы верхнепалеозойских отложений, которые составлены морскими геосинклинальными формациями: вулканогенно-кремнисто-терригенной, граувакковой, флишевой. На типичные океанические образования они не похожи и, по-видимому, формировались в условиях континентального склона и континентального подножия. Подобные комплексы известны в верховьях р. Олая и на краю Алазейской зоны в бассейне р. Зырянки (Мерзляков, 1971). Иногда они образуют мощные толщи, подвержены интенсивным деформациям и нарушены разломами. От геоантиклинальных формаций эти образования отличаются полнотой разрезов, отчетливой тонкой слоистостью толщ, отсутствием перерывов в осадконакоплении и некоторыми другими признаками.

Интересно, что точно такие же по составу и возрасту отложения, по-видимому, подстилают мезозой Иньяли-Дебинского синклинория, возникшего на утоненной континентальной коре (Тильман и др., 1975). В самом деле, на юго-западном окончании Тасканской зоны Омудевского поднятия, где последняя непосредственно граничит с Иньяли-Дебинским синклинорием, В. М. Мерзляков (1971) детально изучил разрез верхнего палеозоя, составленный сланцами и алевrolитами, кремнистыми породами, туфами и лавами основного и среднего состава.

Итак, в позднем палеозое на площади Алазейской и Олойской зон и местами за их пределами существовала сложная палеотектоническая обстановка, характеризовавшаяся одновременным сочетанием в пространстве подводных и надводных возвышенностей, рифтовых долин и узких геосинклинальных трогов.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ РАННЕ- И СРЕДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Трансгрессия триасового моря захватила обширные пространства Северо-Востока СССР. В Верхояно-Чукотской области продолжал формироваться верхоянский комплекс, а в интересующих нас зонах установился режим, свойственный зрелой или переходной стадии развития эвгеосинклиналей (Пейве и др., 1976). Верхне- и отчасти среднетриасовые отложения представлены в основном туфогенно-терригенными формациями, местами разделенными горизонтами лав базальтов и андезитов. На геоантиклинальных поднятиях в разрезах триаса преобладают грубослоистые туфогенные породы, алевролиты, сланцы и вулканомиктовые песчаники. Здесь они сравнительно полого дислоцированы, образуют крупные моноклинали, осложненные флексуобразными складками. Они отличаются и относительно малыми мощностями.

Так, на Яракваамском поднятии в основании разреза триаса залегают конгломераты и песчаники верхней части ладинского яруса мощностью 100—120 м. На них согласно залегает пачка (170 м) вулканомиктовых песчаников, алевролитов и туффитов карнийского возраста. Норийские отложения представлены аналогичными породами, а также редкими пластами лав основного состава. Они охарактеризованы многочисленными остатками брахиопод, морских ежей, мшанок, криноидей и моллюсков, среди которых присутствуют аммоноидеи и наутилоидеи. Мощность норийских отложений достигает 500—550 м.

По своему систематическому составу и экологической специализации этот комплекс разнообразной фауны определенно свидетельствует о существовании открытых связей между местным морским бассейном и Мировым океаном.

На Алучинском поднятии триасовые образования представлены 100-метровой пачкой сложно переслаивающихся между собой песчаников, алевролитов, гравелитов, туфов и лав основного состава, возраст которых определяется как ладинско-карнийский (Афицкий, 1970). В изолированных блоках известны также выходы норийских отложений, в составе которых различаются песчаники, алевролиты, туфы, внутрiformационные гравелиты и конгломераты.

На Алазейском поднятии породы карнийского яруса развиты в бассейне р. Седедемы и ее правых притоков. На отложениях верхнего палеозоя они залегают с глубоким размывом; представлены туфопесчаниками, туфогравеллитами, туффитами, лавами среднего и основного состава и их туфами, мощность 250—270 м. На карнийских отложениях согласно залегают норийские, состоящие из туфогенных и вулканомиктовых песчаников, туфоалевролитов с прослоями и линзами известковистых пород с ракушечниками. Туфы среднего состава, туфоконгломераты и туфогравелиты занимают подчиненное положение, мощность 450—500 м (Гуляев, 1975).

В прогнутых участках изменяется формационный состав и резко возрастают мощности триасовых отложений; в разрезах появляются граувакки, горизонты и пачки с флишевой ритмичностью; в основании толщ прослеживаются горизонты лав и туфов базальтов и андезитов, а также пачки пород, принадлежащих аспидной формации. Заметно возрастает напряженность дислокаций. Такие разрезы триаса характерны для Топольевского, Баймского, Кричальского, Иннахского и других районов центральной части Олойской зоны (Городинский и др., 1974).

В результате изучения береговых обнажений по рекам Банной, Светлой и Топольевке А. И. Афицким составлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Пироксеновые базальты, андезито-базальты и их туфы, переслаивающиеся с алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. В осадочных породах спорадически встречаются остатки галобий и моллюсков. Мощность 500—600 м.

2. Полимиктовые песчаники и гравелиты, туфоконгломераты, туфо-песчаники и туфоалевролиты с остатками монотисовой фауны. Мощность 400 м.

3. Граувакки и полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты, туфоалевролиты, туфобрекчии и туфоконгломераты. В песчаниках редкие остатки норийских двустворок, наутилоидей и мшанок. Мощность 400—500 м.

4. Миндалекаменные базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы, редкие пласты дацитов и липаритов, горизонты флиша с вулканомиктовой компонентой, туфогравелиты с редкими остатками монотисовой фауны. Мощность 150—200 м.

Суммарная мощность норийских образований здесь составляет не менее 1700 м. Породы в обнажениях смяты в сложные и разнообразные по форме складки от сундучных до изоклинальных.

Обнаруживаются различия и в строении разрезов нижнеюрских отложений, развитых в геоантиклинальных поднятиях и в прогнутых участках. В последних они представлены преимущественно флишем. Именно такой тип разреза геттангских отложений установлен А. И. Афицким и В. И. Сизых на р. Кричалской. Флишевые ритмы здесь образованы вулканомиктовыми и туфовыми компонентами, чем они отличаются, например, от флишеидных толщ Анойско-Чукотской зоны.

На геоантиклинальных поднятиях нижнеюрский флиш зачаточный, или отсутствует совсем, и его место занимают терригенные и грауваккоподобные породы, либо туфы и туффиты, что установлено в Яракваамском и Алазейском районах. Например, на междуречье рек Эгелях и Седедема обнажаются алевролиты и туфоалевролиты, переслаивающиеся со среднеобломочными туфами, гравийными песчаниками, с прослоями мелкогалечных конгломератов, туфов и туфобрекчий. В породах найдена лейасовая фауна.

Среднеюрские отложения установлены в Алазейской зоне, в центральной и восточной частях Олойской. Нередко в основании средней юры прослеживаются мощные горизонты (от 80 до 300 м) базальных конгломератов и гравелитов с галькой самых разнообразных пород вплоть до гипербазитов в Олойской зоне. Разрезы их отличаются явным погрубением гранулометрического состава пород: доминируют песчаники и алевролиты; почти полностью исчезает флиш; подчиненную роль играют граувакки, глинистые сланцы, туфы и туффиты. Туфогенный материал преобладает в разрезах средней юры на геоантиклинальных поднятиях, а в прогнутых участках развита преимущественно терригенная формация.

На востоке Олойской зоны морские отложения, заключающие остатки иноцерамид, слагают мощную толщу (около 1500—1600 м), трансгрессивно перекрывающую нижележащие отложения. Возрастной диапазон этих отложений охватывает тоар — ранний келловей. В основании толщи залегают базальные конгломераты (60—80 м), а выше следуют алевролиты и песчаники, заключающие пачки и горизонты туфов, гравелитов и граувакк.

Средняя юра Алазейского поднятия отличается преобладанием средне- и крупно-грубозернистых вулканомиктовых и туфогенных песчаников с прослоями аргиллитов, алевролитов и туфов, конгломератов и гравелитов.

Таким образом, ранне- и среднемезозойские отложения в Алазейской и Олойской зонах представлены различными комплексами от молассоподобных на поднятиях до флиша и основных вулканитов в прогибах. Пестрый их состав, невыдержанность фаций по латерали, изменчивые мощности, разные типы дислокаций свидетельствует о том, что эти образования формировались в условиях резко расчлененного тектонического рельефа, характеризовавшегося одновременным сочетанием в пространстве поднятий островных дуг, широких и узких понижений.

МОЛАССОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Вулканогенно-терригенный мощный комплекс оксфорд-кимериджского — неокомского возраста в обеих зонах составляет нижнюю молассу. Породы его залегают на нижележащих отложениях в большинстве случаев несогласно и с разрывом, и только в отдельных районах наблюдаются постепенные переходы. Он сложен разнофациальными толщами: базальтами, андезитами, липаритами и их туфами, грубообломочными терригенными породами с конгломератами, гравелитами и конглобрекциями, с горизонтами вулканомиктовых песчаников, формировавшихся больше в морских и реже в континентальных условиях. Верхняя половина нижнего мела, напротив, представлена преимущественно континентальными угленосными отложениями и вулканитами, за исключением Айнахкургенской и Умкувеевской впадин Олойской зоны, где доказаны морские молассовые отложения готерива, баррема и апта (Тильман, 1962; Афицкий, Палымский, 1971).

Породы нижнего молассового комплекса слагают большие площади в обеих зонах и участвуют в строении наложенных впадин и прогибов, а также образуют поля, пояса и отдельные покровы эффузивов. Породы этого комплекса намного слабее дислоцированы по сравнению с подстилающими толщами; они слагают крупные брахискладки и (или) складки коробления.

Нижней молассе отвечают по времени проявления габбро-монцитсиенитовые и диорит-гранодиоритовые интрузии, составляющие олойский, эгдэгычский и другие комплексы.

В рассматриваемых зонах распространена также верхняя моласса, возраст которой приходится на альб — сеноман. Наиболее полно она развита в Зырянском прогибе, где представлена континентальными угленосными отложениями. Вблизи Алазейского поднятия сохранились отдельные покровы кислых, средних и основных лав, несогласно залегающих на нижней молассе и более древних отложениях. В Айнахкургенской и Умкувеевской впадинах к верхней молассе относится чимчемельская свита, состоящая из конгломератов, грубозернистых песчаников, туфов и лав разного состава, прослоев и пластов каменного угля. Она наращивает нижнюю морскую молассу, а в латеральном направлении замещается вулканитами, представленными контрастными формациями, по составу и возрасту тождественными эффузивам внешней зоны Охотско-Чукотского пояса.

Одновременно с накоплением осадочных и вулканогенных гомологов верхней молассы происходило формирование массивов, штоков и даек лейкократовых калиевых гранитов, развитых в восточной части Олойской зоны, где они объединены в тополевы комплекс.

Верхняя моласса с ее осадочными и вулканогенными гомологами, а также калиевые лейкократовые граниты относятся к комплексам — показателям становления континентальной коры. Вместе с вулканитами Охотско-Чукотского пояса они указывают на замыкание в начале позднего мела геосинклинальных зон мезозой — Алазейской и Олойской, с одной стороны, и Кони-Тайгонской — с другой.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ

Стратиграфически эквивалентные нижнему молассовому комплексу, но геосинклинальные по сути своей толщи участвуют в строении Южно-Анжуйского и Илин-Тасского континентальных рифтов. Первый из них расположен на северо-восточном краю Олойской зоны, а Илин-Тасский ограничивает на юго-западе Алазейскую зону. Южно-Анжуйский рифт протягивается от верховьев рек Большой и Малый Анжуй до Новосибирских островов примерно около 1250 км; ширина его составляет в

среднем 80—100 км. До низовьев р. Колымы существование рифта подтверждается прямыми геологическими наблюдениями, а далее он следует по полосе положительных магнитных аномалий высокой интенсивности (1000—2000 гамм). Основание рифта выведено в своде Южного Анюйского хребта и представлено протрузиями гипербазитов (более 20), контролируемых глубинным разломом (Пинус, Стерлигова, 1973). Гипербазиты и прорывающие их габброиды тесно ассоциируют с кремнисто-вулканогенной толщей (1300—1400 м), состоящей из сложно переслаивающихся между собой пачек и горизонтов спилитов, альбитизированных диабазов, их туфов и кремнистых пород с подчиненными прослоями алевролитов и туфогенных песчаников. В верхах разреза появляются кварцевые кератофиры и их туфы. Возраст толщи по находкам в ней фауны бухий соответствует волжскому ярусу (Радзивилл, 1964). Стратиграфически выше следует толща ритмичного переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и сланцев мощностью около 1000 м. В ней обнаружена фауна берриас-валанжинского возраста. Эти отложения постепенно сменяются толщей (около 600 м) грубозернистых косослоистых песчаников, переслаивающихся с гравелитами, конгломератами, алевролитами и углисто-глинистыми сланцами. Она датируется готеривом.

Таким образом, парагенетические ассоциации пород, слагающих Южно-Анюйский рифт, составляют четыре формации, последовательно сменяющие друг друга во времени: офиолитовую, кремнисто-вулканогенную, флишевую и молассовую.

Ближние формационные ряды, за исключением офиолитового (он пока не доказан), выделяются в Илинь-Тасском рифте, длина которого составляет более 700 км при ширине до 100 км. Здесь в нижней части поздне-мезозойского разреза преобладает, согласно Л. Л. Красному (1969, 1971), вулканогенно-глинисто-кремнистая формация. В Прииндигирской центральной части рифта среди вулканитов присутствуют базальты и андезиты; на северо-востоке появляются кислые лавы и их туфы, а на юго-западном фланге в Гармычанском грабене снова базальты. Нижние гармычанская и илинь-тасская свиты сменяются бастахской, сложенной аспидной и флишевой формациями. Геосинклинальный комплекс здесь насчитывает суммарную мощность около 6000 м. Он перекрыт неоконской нижней и альб-сеноманской верхней молассой.

Илинь-Тасский рифт отличается от Южно-Анюйского меньшей глубиной раскрытия коры, однако не исключено, что его центральная часть может покоиться на базитовом субстрате.

В современном плане охарактеризованные рифты выступают в качестве сильно сжатых обращенных антиклинориев. Сводовые части таких структур осложнены системой узких и протяженных антиклиналей, которые либо следуют параллельно друг другу (Южно-Анюйский рифт), либо располагаются кулисообразно (Илинь-Тасский рифт). Промежутки между антиклинальными структурами и их крылья сложены флишеидными отложениями, а молассовый комплекс выполняет мутьдообразные понижения.

В поперечном разрезе породы геосинклинального комплекса образовали структуру типа развернутого веера с опрокидыванием осевых плоскостей складок в противоположные стороны от сводовых частей антиклинориев. Так, в южной части Южно-Анюйского рифта складки опрокинуты в сторону Яракваамского и Алучинского поднятий, а в юго-западной части Илинь-Тасского рифта — в сторону Иньяли-Дебинского синклинория. Среди складчатых дислокаций, осложняющих борта рифтов, различаются наклонные и изоклинальные формы. В сводовой их части доминируют складки симметричного профиля. Наклон осевых плоскостей складок примерно совпадает с направлением плоскости падения разрывов, среди которых преобладают надвиги и взбросы. Углы падения крыльев складок и разрывов в среднем составляют 40—50°.

С рассматриваемыми рифтами тесно пространственно сопряжены позднемезозойские вулканические пояса: с Илинью-Тасским — Уяндинско-Ясачненский, а с Южно-Анюйским — Северный Олойский пояс. Они представляют собой не что иное, как бывшие островные дуги, и образовались вследствие резонансных движений, реагировавших на растяжение коры в соседних районах. Такие парные тектонические элементы отражают, по-видимому, закономерности, свойственные структурным ограничениям окраинных морей.

НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ И ПРОБЛЕМА КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Прослеживая строение разрезов палеозойских и мезозойских отложений на большой площади, нельзя не заметить, как с течением времени закономерно изменялся их формационный состав от грабеновых и океанических комплексов через вулканогенно-кремнисто-терригенную, флишевую и граувакковую формации к нижней и верхней молассе. Этот ряд, однако, нарушался образованием позднепалеозойских геосинклинальных поднятий и позднемезозойских континентальных рифтов. Геосинклинальные поднятия существовали одновременно с геосинклинальными прогибами, а позднемезозойские континентальные рифты с наложенными впадинами, выполненными нижней молассой. Тем самым Алазейская и Олойская зоны, обнаруживая такую стадийность развития, должны быть отнесены к тектоническим образованиям эвгеосинклинального типа.

Вместе с тем Алазейско-Олойская система отличается от настоящих эвгеосинклинальных систем рядом специфических особенностей. Прежде всего стиль ее тектоники необычен: не похож на складчатую структуру Верхоянья и не может быть сопоставлен, например, с покровно-чешуйчатой структурой Корякского нагорья. Среди обширнейших полей развития верхнеюрских — нижнемеловых толщ выведены на дневную поверхность узкие полосы, приразломные горсты и отдельные блоки палеозойских и нижнемезозойских пород и их фундамента. Разломы представлены надвигами, сдвигами, сбросами и взбросами, контролирующими цепочки интрузий, пояса эффузивов, полосы гидротермально-измененных пород с золотосульфидным, ртутным и полиметаллическим оруденением, а также довольно крупные протрузии гипербазитов, с которыми связано платиновое оруденение. В целом рисунок структурных элементов Алазейской и Олойской зон мозаично-блоковый, хотя первая из них в этом отношении изучена хуже.

Кроме тектонического плана специфическим выглядит и формационное выполнение ранних и поздних прогибов. Обращает на себя внимание пестрый состав палеозойских вулканитов, наличие в основании разрезов пород, принадлежащих грабеновым фациям, существенно вулканомиктовый, граувакковый и тефроидный состав осадочных отложений, резкая фациальная изменчивость толщ в разрезе и по латерали. Если к этому присовокупить еще и разнообразный интрузивный магматизм, от мантийного до корового, и специфическую характеристику ультрабазитов, то едва ли останутся сомнения во вторичной природе Алазейско-Олойской системы, образовавшейся в теле Верхояно-Чукотского континентального блока.

Алазейская зона, продолжающая Олойскую, занимает значительную площадь ранее выделяемого Колымского массива. Анализ приведенных данных показывает, что в пределах Колымо-Индибирского междуречья в течение длительной геологической истории находился раздробленный и местами почти нацело трансформированный фрагмент дорифейской сиалической коры, на месте которого, начиная с девона, а в некоторых районах с ордовика (Рассошинская зона Омудевского поднятия) стала возникать вторичная эвгеосинклинальная зона. Если проведенное нами сопоставление тектоники Алазейской и Олойской зон справедливо, то сам собой напрашивается вывод о том, что на этой площади до нижнего

мела включительно находился обширный залив окраинного моря, открывавшегося на восток в сторону океанического Корякско-Камчатского бассейна. Такие примеры известны на Востоке Азии, о чем лучше всего свидетельствуют тектоническое положение и особенности геологического строения Японского моря.

Данный вывод находится в полном соответствии и со структурными ограничениями Алазейско-Олойской системы. На северо-западе она кольцеобразно замыкается, а на юго-востоке приведена в торцовое сочленение с Кони-Тайгоносской зоной, где в течение палеозоя и мезозоя простиралась в северо-восточном направлении более чем на 1500 км протяженная островная дуга, вполне соизмеримая с такими современными дугами, как Курило-Камчатская, Алеутская и им подобные, соседствующие с глубоководными желобами и некоторыми другими тектоническими элементами окраины Тихого океана.

ВЫВОДЫ

1. На Северо-Востоке Азии могут быть выделены по меньшей мере три типа тектонических образований, возникших в результате тектонической деструкции дорифейской континентальной коры: а) мозаично-блоковые геосинклинальные системы длительного развития с различной глубиной раскрытия коры. К таковым относится только что охарактеризованная Алазейско-Олойская система, б) геосинклинальные зоны короткого развития с глубиной раскрытия коры до мантийного субстрата (Южно-Аньюский и, возможно, Илин-Тасский континентальные рифты), в) геосинклинальные зоны короткого развития на утоненной континентальной коре, примером чего является Иньяли-Дебинский синклинорий, рассмотренный с этих позиций ранее (Тильман и др., 1975).

2. «Колымский массив», некогда представлявший собой элемент Верхояно-Чукотского континентального блока, раздробленный и трансформированный последующими процессами деструкции, отличается от Охотского и Омолонского массивов иными формациями палеозойских и мезозойских отложений, напряженным и сложным стилем тектоники, более разнообразным интрузивным магматизмом и металлогенией совмещенного и наложенного друг на друга фемического и сиалогического профиля (Шило и др., 1975). Их сближают лишь общие разрезы рифея, если иметь в виду некоторые данные по Алазейской зоне и ее обрамлению. Следовательно, деструктивные процессы затронули континентальный блок в послерифейское время, что и подтверждается нахождением ранне- и среднепалеозойских грабеновых фаций как в Алазейской, так и в Олойской зонах.

3. Предположение о существовании на месте Колымского массива первичной океанической коры, высказываемое М. Б. Шарковским, Л. М. Натаповым, В. М. Мерзляковым, М. И. Тереховым и другими геологами, представляется нам малообоснованным, как и противоположные суждения, отстаивающие Колымский массив в его прежних границах (К. Б. Мокшанцев, Г. С. Гусев, Г. А. Гринберг и др.). Близки к нашим представлениям, высказанные П. В. Гуляевым (1975).

4. Изложенные данные позволяют высказать некоторые предварительные замечания о проблеме срединных массивов. Кажется наиболее вероятным однозначно полагать, логически следуя новой геосинклинальной теории (Пейве и др., 1976), что к настоящим срединным массивам должны быть отнесены только те фрагменты континентальной коры, которые в силу различных причин оказались заключенными среди эвгеосинклинальных зон. На Востоке Азии это Буреинский, Ханкайский, Омолонский и Тайгоносский массивы, возможно, Срединно-Камчатский блок, небольшие блоки внутри Алазейско-Олойской системы и ряд других. Что касается Охотского и Колымского массивов, то они под данный класс структур едва ли подходят. Первый из них представляет собой непере-

рабочий выступ фундамента Яно-Колымской многоэпифлексионали, а существование когда-либо Колымского массива весьма сомнительно и никакими фактами пока не подтверждается. Площадь «Колымского массива», а также Олойской зоны до среднего палеозоя была занята той же многоэпифлексионально, затем подвергшейся существенной переработке.

Литература

- Александров А. А., Богданов Н. А., Бялбжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д.* Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Афицкий А. И.* Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Аной. М., «Наука», 1970.
- Афицкий А. И., Палымский Б. Ф.* Тектоническое развитие позднемезозойских окраинных впадин Чукотки.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Городинский М. Е., Гулевич В. В., Незнанов Н. Н., Палымский Б. Ф., Радзивилл А. Я.* О геологии и металлогении Анойско-Олойского междуречья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 21. Магадан, 1974.
- Гуляев П. В.* К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Довгаль Ю. М.* Офиолитовые формации Алучинского поднятия.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Довгаль Ю. М., Радзивилл А. Я., Титов В. В., Часовитин М. Д.* К тектонике Олойско-Анойского междуречья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Житецкий А. А., Радзивилл В. Я.* К стратиграфии палеозоя бассейна р. Орловки, правого притока р. Большой Аноя.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Красный Л. Л.* К тектонике Момо-Зырянского прогиба.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Тезисы. Магадан, 1969.
- Красный Л. Л.* Тектоника Ильинь-Тассовой зоны.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии НС по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
- Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Пономарева Л. Г., Терехов М. И., Хмельникова О. С.* Глаукофановый метаморфизм Алазейского плоскогорья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 22. Магадан, 1975.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Мерзляков В. М.* Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М., «Наука», 1971.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Москаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейф Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пинус Г. В., Стерлингова В. Е.* Новый пояс альпийских гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гиперзитовых поясов.— Геол. и геофизика, 1973, № 12.
- Радзивилл А. Я.* Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Анойского хребта.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Русаков И. М., Виноградов В. А.* Эпифлексиональные и многоэпифлексиональные области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА, рег. геол., вып. 15. Л., 1969.
- Сизых В. И.* Формация, тектоника и история геологического развития Олойской складчатой зоны (Северо-Восток СССР) Автореф. канд. дис., Иркутск, гос. ун-т, 1973.
- Симаков К. В.* Догермские отложения Омолонской глыбы.— Геол. и геоф., 1967, № 12.
- Тильман С. М.* Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколмыя.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1. Магадан, 1962.
- Тильман С. М., Шило Н. А., Мерзляков В. М., Мокшанцев К. В., Гусев Г. С.* Мезозойские складчатые зоны Северо-Востока СССР. В сб.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Матер. совещ. по тектонике Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
- Тильман С. М., Бялбжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.* Алазейско-Олойская эпифлексиональная система — новый элемент мезозойского Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Шило Н. А., Городинский М. Е., Гулевич В. В., Сидоров А. А., Сенотрусов А. Г., Тильман С. М., Цопанов О. Х.* Золоторудные формации Олойской зоны.— Геол. и геофизика, 1975, № 10.

УДК 551.24.055(571.56+571.65)

**Л. М. НАТАПОВ, Л. П. ЗОНЕНШАЙН, В. С. ШУЛЬГИНА,
Е. П. СУРМИЛОВА, В. С. ДЕГТЯРЕВ, А. К. САВОСИНА,
А. В. АРТЕМОВ, А. Г. КАЦ и А. П. СТАВСКИЙ**

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КОЛЫМО-ИНДИГИРСКОГО РЕГИОНА И ПРОБЛЕМА КОЛЫМСКОГО МАССИВА¹

В статье рассматривается тектоническое развитие Колымо-Индибирского междуречья путем реконструкции палеогеографических обстановок для различных отрезков времени: позднего протерозоя — кембрия, ордовика — силура, девона — раннего карбона, среднего карбона — перми, триаса — средней юры, поздней юры и мела. На основе проведенного анализа делается вывод о наличии на рассматриваемой территории вплоть до позднеюрского времени двух континентальных блоков: западный, причленившийся к Сибирской платформе, распространяется до восточного края Иньяли-Дебинского синклинория; восточный отвечает Омолонскому массиву и Приколымскому поднятию. Площадь, охватывающая Колымо-Индибирскую низменность, до позднего палеозоя развивалась на коре океанического типа и поэтому не может рассматриваться в качестве срединного Колымского массива.

В последние годы среди геологов, занимающихся изучением геологического строения и истории развития территорий Северо-Востока СССР, возникла дискуссия о тектонической природе Колымо-Индибирского региона. В течение долгого времени господствовало представление о существовании в междуречье Колымы и Индибирки срединного массива, известного под именем Колымского (реже этот якобы существующий здесь древний блок называется Колымской платформой). Наиболее определенно об этом говорится в работах С. В. Обручева (1934), Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1957), Ю. М. Пушаровского (1955), Н. А. Богданова (1963), А. Л. Яншина (1965), А. Д. Щеглова (1971), К. К. Шапошниковой (1962), Н. П. Анисеева и др. (1957, 1970), С. М. Тильмана и др. (1969), К. Б. Мокшанцева и др. (1964, 1975).

В конце 60-х годов начинает развиваться альтернативная точка зрения, суть которой сводится к тому, что из междуречья Колымы и Индибирки на территорию Олойского прогиба прослеживаются образования, сформировавшиеся в эвгеосинклинальных условиях. Выделяется Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, развивавшаяся на океанической коре. Это представление было выдвинуто И. М. Русаковым и В. А. Виноградовым (1969) и развито в ряде работ магаданских геологов (Шило, Мерзляков и др., 1973; Шило, Гельман и др., 1973; Мерзляков, Терехов, 1975). Пожалуй, наиболее подробно рассмотрел историю Колымо-Индибирского междуречья М. Б. Шарковский (1975), длительное время возглавлявший геологическое картирование этого региона в м-бе 1 : 200 000 (съемку производила Аэрогеологическая экспедиция № 8 объединения «Аэрогеология»). Большую часть территории, относившуюся к Колымскому срединному массиву, он выделил в Алазейскую систему поздних мезозой, заложившуюся на океанической коре и развивавшуюся по эвгеосинклинальному типу.

¹ В основу статьи положен доклад на семинаре Межведомственного тектонического комитета по тектонике Колымского массива (Москва, февраль 1976 г.).

Анализируя материалы, в которых речь шла о существовании Колымского срединного массива, приходится отметить, что это положение часто постулировалось, а уже затем ложилось в основу различных построений (тектонических, палеогеографических, металлогенических). Анализ геологического развития территории, включающей Колымский массив, велся в основном путем выделения крупных категорий тектонических понятий, носящих в известной степени абстрактный характер.

В то же время кажется совершенно очевидным, что вопрос о тектонической природе Колымо-Индибирского междуречья может быть решен путем реконструкции палеогеографических обстановок, существовавших на Северо-Востоке Азии.

Такой анализ был произведен авторами на основе актуалистического метода. Была предпринята попытка провести для различных отрезков фанерозоя сопоставление комплексов отложений с образованиями, формирующимися ныне в различных геодинамических условиях, как, например, в условиях шельфовых морей или континентальных окраин (пассивных или активных), в обстановках континентальных подножий, островных дуг, крайних морей, океанического бассейна и т. п. Фанерозойская история была проанализирована по семи крупным временным интервалам, для которых можно наметить общность существовавших геодинамических обстановок.

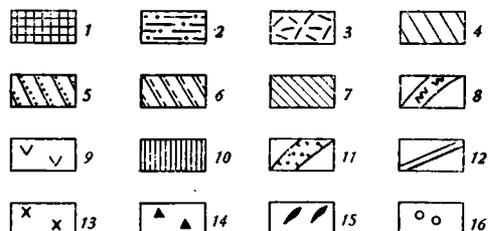
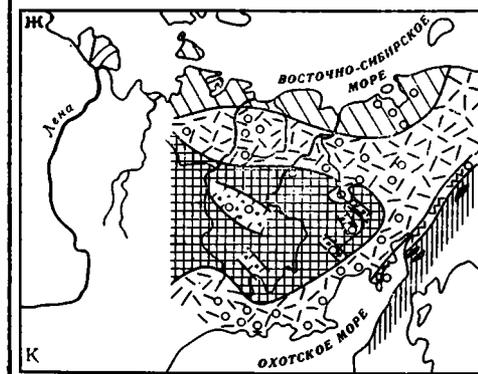
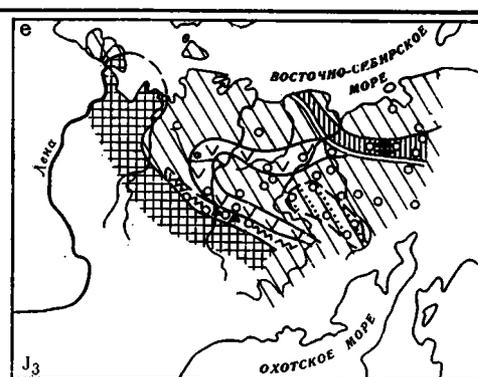
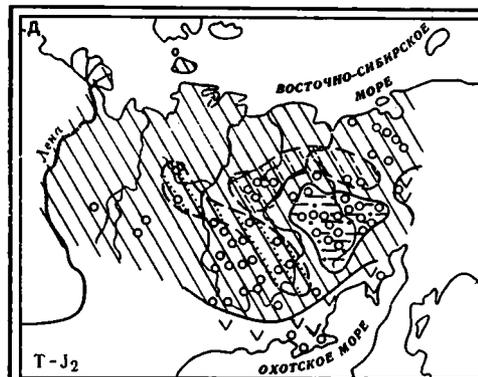
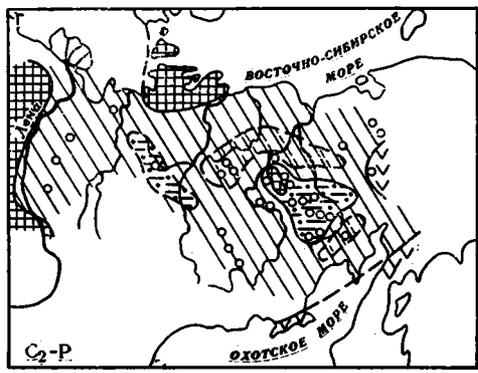
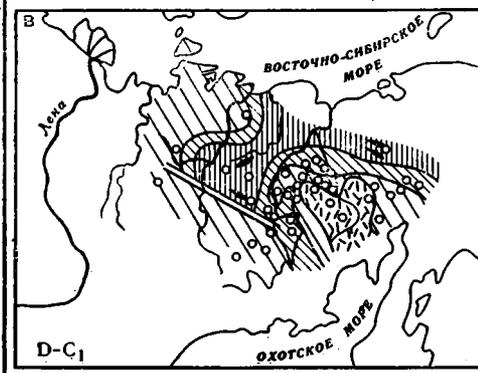
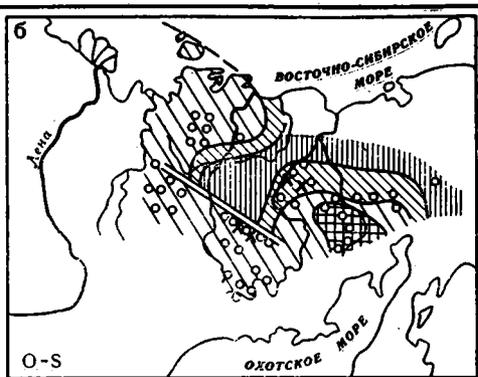
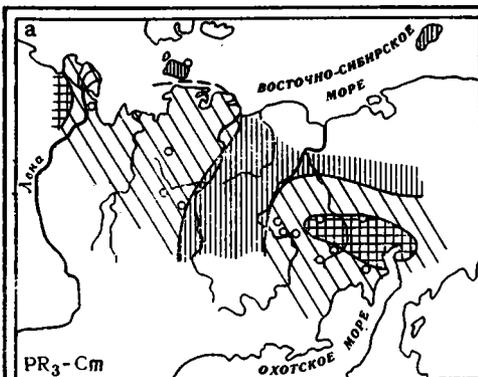
В основу анализа были положены материалы геологосъемочных работ объединения «Аэрогеология», охватившие большие площади в Верхоянье, на Момском хребте, Алазейском и Юкагирском плоскогорьях и частично на хребте Улахан-Сис; для других площадей были привлечены материалы экспедиций ЯТГУ (Верхне-Индибирской и Янской) и СВТГУ (Ануйской и Сеймчанской). Для всего региона учитывались результаты различных тематических исследований. На палеогеографические схемы выносились все известные к настоящему времени основные стратиграфические разрезы.

Различные интервалы удалось охарактеризовать с неодинаковой полнотой, что в первую очередь объясняется распространенностью отложений разного возраста. Рассмотрение геологических обстановок проводилось для трех крупных областей, хорошо выделяющихся на любой геологической карте. Одна из них отвечает полю преимущественного развития верхнепалеозойских и мезозойских толщ (пояс верхоянских складчатых структур) и названа нами Яно-Индибирской. Другая охватывает поля развития относительно древних толщ — это Приколымо-Омолонская область. Третья, расположенная между ними и хуже обнаженная область Колымо-Индибирского междуречья, в значительной части закрытая четвертичными отложениями, в дальнейшем будет именоваться нами Центральной (к ней же мы относим и район Олойско-Ануйского междуречья).

Предполагаемые палеогеографические реконструкции выполнены без палинспастических построений, поэтому читатель должен помнить, что контуры, рисуемые на схемах (рис. 1), в прошлом отличались от современных.

О дорифейской истории рассматриваемого региона, к сожалению, известно совсем немного. На возраст и характер метаморфизма (региональный или узковыраженный, линейный, тяготеющий к разломам) древних образований, известных в горных сооружениях, окружающих низменные пространства Колымо-Индибирского междуречья (Приколымые, Тас-Хаяхта, Селеннях-Уяндинское междуречье), продолжают высказываться различные точки зрения.

В центральной же части Колымо-Индибирского междуречья никаких данных о существовании метаморфических пород дорифейского возраста на сегодняшний день вообще не имеется. Поэтому палеогеографический анализ можно начинать лишь с позднедокембрийского времени.



Попытка реконструкции для позднего протерозоя и кембрия показана на рис. 1, а. Выделяются две крупные области распространения пород этого возраста. В пределах Яно-Индигорской области развиты карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, накопившиеся в условиях шельфового моря. Характерен однообразный, спокойный режим осадочного накопления на значительных площадях. Различная глубина отдельных частей этого моря и различная удаленность от Сибирской суши определили различие в мощностях и фациях отложений.

В Приколымо-Омолонской области, в верховьях Омолона, отмечаются многочисленные перерывы, грубообломочные и красноцветные фации, позволяющие оконтурить положение суши. На междуречье Колымы и Омолона накапливались терригенные и карбонатные отложения с толщами красноцветных пород и внутриформационными перерывами — обстановка мелководного шельфа и, возможно, периодически затопляемой суши.

По северному краю Яно-Индигорской области (Котельническо-Ляховский район), на восток к о. Врангеля, распространяются нижнепротерозойские зеленосланцевые толщи (хлоритовые, хлорит-альбит-актинолитовые сланцы) и различные амфиболовые сланцы. Породы эти ассоциируют с кварцито-сланцами, упоминаются джеспилиты (Виноградов и др., 1974; Сороков, 1959). Все это позволяет предположить, что здесь в рассматриваемое время накапливались преимущественно базальтовые толщи, возможно, распространявшиеся и в Центральную область. Таким образом, с большой долей условности можно предположить подобие океанического залива в центральной части Колымской низменности, тем более что абсолютно никаких данных о существовании на этом месте континентального блока не имеется.

Более уверенно удастся произвести реконструкцию для ордовика и силура (рис. 1, б).

В Яно-Индигорской области формировались мощные терригенно-карбонатные толщи в ордовике, терригенные и карбонатно-терригенные в силуре. Для осадков этого этапа характерна при полных разрезах некоторая фациальная изменчивость с запада на восток. В западных разрезах, приближенных к Сибирской платформе (западнее хребта Улахан-Чистай), отмечается значительная роль терригенных, часто грубообломочных пород, особенно в нижней части. Среди карбонатных пород много доломитов, относительно беден комплекс органических остатков (внешний край шельфа). Восточнее (хребты Момский и Улахан-Сис, Омулеские горы) терригенные породы обычно представлены тонкообломочны-

Рис. 1. Палеогеографические схемы

1 — области развития континентальных грубообломочных отложений кор выветривания, участки отсутствия осадков — суша; 2 — области развития прибрежно-морских и континентальных осадков — периодически затопляемая суша; 3 — области активного субаэрального вулканизма — суша, активная континентальная окраина; 4 — области развития мелководных карбонатных и терригенных осадков, обычно с остатками фауны — шельф; 5 — области развития мелководных осадков сокращенной мощности — поднятия на шельфе; 6 — область развития туфогенно-терригенных и кремнисто-глинистых осадков с горизонтами радиоляритов — впадины окраинного моря; 7 — область развития туфогенно-терригенных и терригенных осадков, обрамляемая полосой пелитовых и кремнистых осадков с оползневыми текстурами — континентальный склон с континентальным подножием; 8 — участки развития пелагических кремнистых и пелитовых осадков с олистостромами — глубоководный желоб; 9 — площади преимущественного развития вулканитов известково-щелочной серии в ассоциации с морскими осадками — островные дуги; 10 — области развития пелагических осадков (кремнисто-глинистые сланцы, радиоляриты) и подводных низкокальциевых толеитовых базальтов — океаническое ложе; 11 — угленосные впадины и грабены; 12 — границы тектонически сближенных областей с различными фациальными обстановками; 13 — щелочные вулканические комплексы (участки возможного рифтогенеза); 14 — олистостромы; 15 — гипербазиты; 16 — места стратиграфических разрезов, положенных в основу палеогеографического анализа

ми разновидностями, появляются мощные пачки известково-глинистых и глинистых пород. В восточном и северо-восточном обрамлении ордовикско-силурийского поля Яно-Индибирской области мощность последних возрастает, в осадках часты следы подводного оползания (край континентального склона).

В Приколымо-Омолонской области отчетливо выделяется область, где осадки отсутствуют либо представлены маломощными пестроцветными отложениями мелководья (Омолонская суша). Ее окружают песчано-глинистые отложения открытого шельфа малой мощности с морской фауной, среди которой преобладают брахиоподы и пелециподы (внешняя часть шельфа). Севернее и западнее, ближе к Центральной области, наблюдается постепенное увеличение в разрезе тонкообломочных терригенных пород, а также мощных пачек глинистых и известково-глинистых пород (Гороховский камень на р. Колыме, хребет Улахан-Сис, Селенняхский кряж). В этих толщах часты следы взмучивания и оползания, среди органических остатков присутствуют лишь граптолиты. В зоне северо-западного обрамления Приколымо-Омолонского поля преобладают глинистые и известково-глинистые осадки, также, возможно, накапливавшиеся вдоль края континентального подножия.

В Центральной области ордовик-силурийские отложения не вскрыты. Распределение осадочных фаций в Яно-Индибирской и Приколымо-Омолонской областях позволяет предположить наличие более глубоководных осадков в Центральной области.

По линии северо-западного простирания, совпадающей с направлением горных цепей системы Черского, наблюдается сближение фаций шельфа (на юго-западе) и более глубоководных (на северо-востоке) без какого-либо постепенного перехода. Возможно, это сближение вызвано значительно более поздними горизонтальными перемещениями масс горных пород.

У юго-восточного края Центральной области и примыкающей к ней части Приколымо-Омолонской суши в ордовикско-силурийское время достаточно широко проявился щелочной вулканизм. Необходимо отметить, что вулканы этого возраста выявлены в рассматриваемом регионе в самое последнее время.

В так называемой Рассошинской зоне В. М. Мерзляковым (1971), а вслед за ним геологами объединения «Аэрогеология» выделена и изучена почти километровая толща трахитов, трахибазальтов и их туфов, ассоциирующих с кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами (среднеордовикская булкутская свита). Нижележащие глинистые толщи ордовика также содержат горизонты трахибазальтов и их туфов. Ореол современного развития этих пород ограничен бассейном среднего течения р. Рассохи. Фаунистически доказанная пестроцветная осадочно-вулканогенная толща верхнего силура выявлена авторами в Рассошинской зоне (р. Агынджа). Многочисленные лавовые покровы сложены здесь трахиандезитами и трахитами и перемежаются с туфопесчаниками и туфоконгломератами. К этому же возрасту условно отнесены щелочные лавы (трахибазальты и трахилипариты) в районе горы Чубыкулах на Юкагирском плоскогорье. Проявление щелочного, существенно базальтового вулканизма в сравнительно ограниченной полосе является возможным свидетельством процессов рифтообразования на окраине континентальной области.

В девоне — раннем карбоне (рис. 1, в) Яно-Индибирская область являлась ареной накопления биогенных карбонатных, реже мелководных терригенных осадков, т. е. шельфовым морем. На востоке Приколымо-Омолонской области в среднем — верхнем девоне широко и интенсивно проявился субаэральный вулканизм (кедонская серия), маркирующий положение активной континентальной окраины. Развитые к северо-западу органогенные известняки (изобилуют коралловыми и строматопоро-

выми горизонтами и ракушечниками) и терригенные осадки отмечают положение широкого мелководного шельфа.

В северном направлении, в так называемой Березовской зоне, они быстро сменяются мощным (4 км) комплексом морских вулканогенно-терригенных образований тынытынджинской серии, туманнахской и амкотынджинской толщ, а к востоку — уш-урекчанской серии.

Тынытынджинская серия характеризуется резко выраженным граувакковым составом слагающих ее песчаных отложений с обилием пеплового и псаммитового туфогенного материала, вплоть до сортированных туфов кислого состава; на северной периферии среди них появляются покровы вулканитов кислого и основного состава со щелочным уклоном. В средней части серии залегает толща тонких кремнисто-глинисто-алевролитовых пород, иногда с радиоляриями или пепловой примесью. Аналогичные тонкие осадки слагают вышележащие туманнахскую и амкотынджинскую толщи, причем в первой кремнистые радиоляриевые породы (фтаниты) резко преобладают. В амкотынджинской толще породы несут следы оползания осадков. Характер отложений определяет накопление их в условиях глубокого трога на шельфе, а северо-восточнее — в условиях подножия континентального склона. Уш-урекчанская серия с присутствием карбонатных биогенных пород наряду с вулканогенными и терригенными граувакковыми характеризует несколько более мелководные участки шельфа с характерными фациями прибрежья.

В Центральной области известны участки с развитием пород, принадлежащих офиолитовой ассоциации. Хорошо известный разрез устья р. Алучин (северо-восточная часть Центральной области) подробно охарактеризован в работах Ю. М. Довгаля (1964), А. Я. Радзивилла (1964) и С. М. Тильмана (1975) и не оставляет сомнений в океанической природе образований, подстилающих осадочные слои с остатками средневерхнекаменноугольных брахиопод.

В пределах Алазейского плоскогорья, в бассейнах рек Кыллах и Седедема (рис. 2), широко развиты отложения кенкельдинской свиты. Последняя сложена кремнисто-глинистыми породами и туфоаргиллитами с редкими горизонтами радиоляритов и известняков, базальтовыми порфиритами и спилитами (у последних наблюдалась шаровая отдельность); к верхам свиты приурочены покровы кератофиров. На Бадярихинском выступе (юго-западный край Алазейского плоскогорья) свита представлена толщей metabазитов, перекрытых слюдисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Отложения кенкельдинской свиты перемяты и разбиты серией крупных разломов северо-восточного простирания, вдоль которых они метаморфизованы до глаукофан-лавсонитовых, хлорит-серицитовых и других зеленых сланцев. В ряде мест вдоль разломов были обнаружены развалы серпентинитов. Верхний возрастной предел свиты определяется как ранний карбон по трансгрессивному перекрытию ее среднекаменноугольными отложениями. Представляется, что крайне неудовлетворительная обнаженность, не позволяющая разобраться в деталях структуры участка, привела к тому, что в состав свиты включены андезитовые лавы и толщи туфов самого различного состава, принадлежащие более молодым отложениям (Русаков и др., 1975).

Вдоль западного края хребта Арга-Тас (в бассейне ручья Увязка) сотрудинками объединения «Аэрогеология» в 1974 г. установлена толща спилитов, базальтовых и диабазовых порфиритов, так называемая увязкинская толща, прорванная серией субвулканических тел трахилипаритовых порфиритов, габбро, габбро-норитов и габбро-диабазов (рис. 3). Эти образования пока еще мало известны и заслуживают сравнительно подробного описания.

Увязкинская толща делится на две согласно залегающие части: нижнюю — спилитовую и верхнюю — базальт-диабазовую с прослоями оса-

дочных пород. Низы толщи не наблюдаются, так как спилиты надвинуты на нижнедевонские известняки с табулятами *Favosites socialis* Sok. et Tes. и существенно сланцевые отложения неясного возраста. Спилиты в основании аллохтонной пластины раздавлены и превращены в зеленые сланцы.

Спилиты увязкинской толщи — типичные пиллоу-лавы с шаровой или подушечной структурами и миндалекаменной текстурой, претерпевшие зеленокаменные преобразования. Видимая мощность этой части толщи — 800—1300 м.

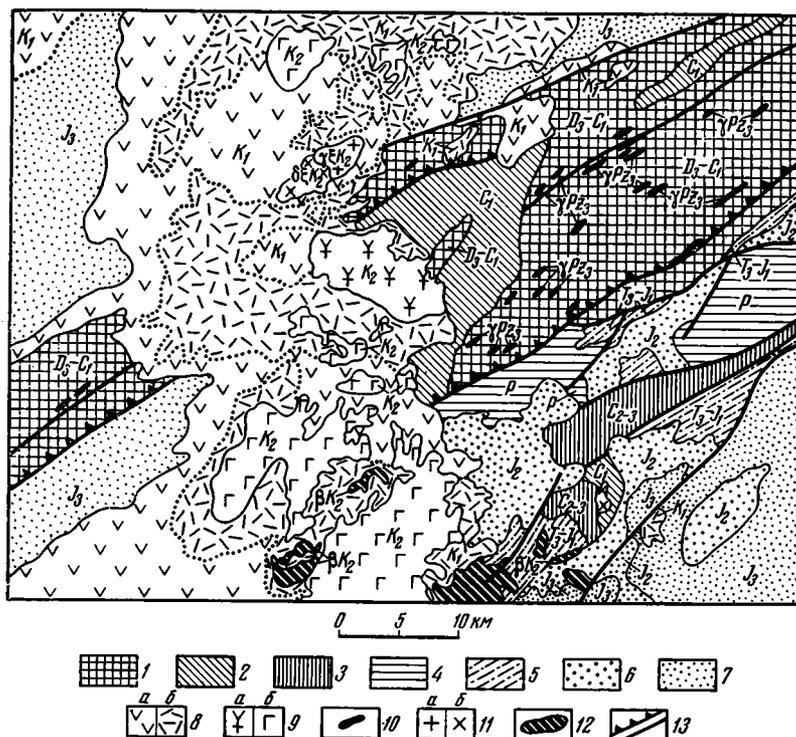


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Алазейского плоскогорья. 1 — верхний девон — нижний карбон, кенкельдинская свита (кремнисто-глинистые породы, туфоаргиллиты, базальтовые порфириты, спилиты, кератофилы, радиоляриты, известняки); 2 — нижний карбон, 3 — средний — верхний карбон, 4 — пермь (2—4 — туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфы, туффиты, кремнисто-глинистые породы, радиоляриты); 5 — верхний триас — нижняя юра (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы, песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые породы, радиоляриты); 6 — средняя юра (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты); 7 — верхняя юра (песчаники, алевролиты); 8 — нижний мел: а — андезито-базальты, андезиты, б — липариты и их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты; 9 — верхний мел: а — трахиты, трахилипариты, трахибазальты, б — базальты; 10 — позднепалеозойские плагιοграниты, граббо-диориты; 11 — поздне-меловые интрузии: а — граносениты, сиениты, монзониты, б — диориты; 12 — субвулканические тела позднемеловых долеритов; 13 — разломы (зубцами показан наклон плоскостей сместителя)

Выше лежащая часть увязкинской толщи начинается массивными базальтовыми порфиритами. Выше лежат лавобрекчии смешанного состава, которые вверх сменяются базальтовыми и диабазовыми порфиритами и диабазами, миндалекаменными с шаровой структурой или массивными с маломощными (1—2 м) прослоями граувакковых песчаников, глинисто-кремнистых сланцев и алевролитов. Мощность верхней части увязкинской толщи около 400 м.

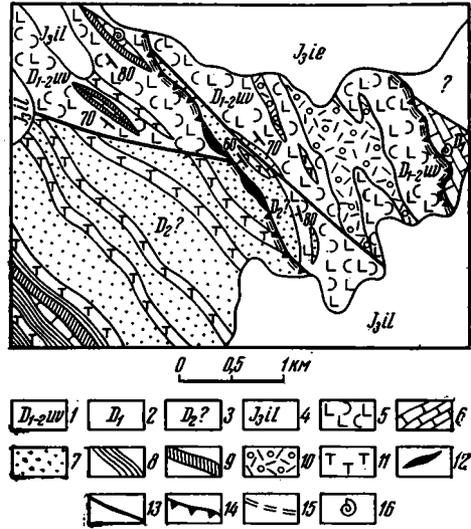
Увязкинская толща перекрыта толщей песчаников, а выше — алевролитов и глинистых сланцев с горизонтами глинисто-кремнистых сланцев

и глинистых известняков предположительно среднедевонского возраста. Она так же, как и увязкинская толща, насыщена пластовыми телами и дайками основного состава.

Органические остатки, определяющие возраст увязкинской толщи, найдены на левобережье ручья среди отложений ее верхней части, выходящей в изолированном тектоническом блоке. От основного поля увязкинской толщи он отделен крупным надвигом, к которому приурочены мелкие тела серпентинизированных гипербазитов (лерцолитов, пироксенитов). Этот блок сложен базальтовыми порфиритами, диабазами, диабазовыми порфиритами с многочисленными прослоями глинисто-крем-

Рис. 3. Схематическая геологическая карта бассейна ручья Увязка

1 — нижний — средний девон, увязкинская толща (спилиты, базальтовые и диабазовые порфириты с прослоями песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев и известняков); 2 — нижний девон (известняки); 3 — предполагаемый средний девон (песчаники, алевролиты, глинистые, глинисто-кремнистые сланцы, известняки); 4 — верхняя юра, илиньтасская свита; 5 — спилиты, базальтовые и диабазовые порфириты; 6 — известняки; 7 — песчаники; 8 — глинистые сланцы и алевролиты; 9 — глинисто-кремнистые сланцы; 10, 11 — субвулканические образования: 10 — трахипоритовые порфиры; 11 — габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы; 12 — протрузии гипербазитов; 13 — крутопадающие разломы; 14 — надвиги; 15 — тектониты; 16 — пункты сбора ископаемой фауны



нистых сланцев, иногда с радиоляриями, и линзами (до 0,5 м) известняков, содержащих перекристаллизованные фаунистические остатки. Среди них определены табуляты *Echynopora elegans* Dubat., известные в эйфельских отложениях среднего течения р. Колымы, ругозы *Acanthophyllum heyerophyllum* (E. = H.), часто встречающиеся в верхах нижнего девона и в эйфельском ярусе среднего девона, и криноидеи *Salaiocrinus* sp. indet., *Stenocrinus* sp. indet., распространенные в нижнем и среднем девоне. На основании обнаруженных фаунистических остатков можно сделать вывод об эйфельском возрасте верхней части увязкинской толщи.

Результаты химического анализа показали большую общность химизма основных лав (таблица). Все они имеют состав, близкий базальтовому. Среди них присутствуют разности очень большой основности с высоким содержанием темноцветных компонентов. Характерна часто наблюдающаяся недосыщенность кремнеземом. Для всех эффузивов отмечается незначительное повышение общей щелочности при резком преобладании натрия над калием. Габбро и габбро-нориты имеют состав, близкий составу анализируемых базальтоидов, что указывает на принадлежность габброидов и эффузивов к одной магме. Гипербазиты (лерцолиты) резко отличаются от габброидов очень высоким содержанием темноцветных компонентов и являются, вероятно, более глубинными образованиями.

Набор описанных выше пород позволяет говорить о том, что мы имеем дело с типичной спилит-диабазовой формацией. Присутствие здесь серпентинизированных гипербазитов и глинисто-кремнистых пород указывает на офиолитовую ассоциацию описываемых образований.

Пересчет химических составов спилитов увязкинской толщи и кенгельдинской свиты на нормативный с последующим переносом их на

Химический состав изверженных пород бассейна ручья Увязка

№ пп	№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	П. п. п.	Σ	Fe ₂ O ₃ звал
1	819/5	40,81	14,60	2,46	8,35	1,48	11,55	5,23	—	0,62	4,22	0,10	0,29	—	—	10,47	100,32	—
2	819/6	43,47	14,79	2,26	8,98	1,26	9,78	9,18	0,15	0,34	3,59	0,13	0,14	—	—	6,41	100,48	—
3	T-865	40,48	14,33	2,74	7,14	1,40	12,37	5,28	0,18	0,10	4,18	0,25	0,30	0,56	7,62	11,49	100,24	10,68
4	T-865/4	39,71	13,89	2,61	7,62	1,40	13,80	5,45	0,17	0,22	4,18	0,16	0,32	0,52	6,74	10,57	100,10	11,07
5	T-865/5	48,03	13,75	3,46	8,65	1,50	7,30	6,88	0,18	0,14	4,62	0,10	0,22	0,48	1,21	4,72	99,55	13,07
6	C-527/8	49,4	14,50	3,82	7,64	1,49	5,32	8,80	0,16	0,57	4,75	0,15	0,25	4,26	—	—	100,67	—
7	C-528/3	45,95	13,64	3,22	8,28	0,91	8,62	10,75	0,12	0,78	2,01	0,08	0,03	6,15	—	—	99,98	—
8	C-536/5	46,84	15,61	4,06	6,28	1,17	8,42	6,38	0,14	0,10	5,02	0,04	0,11	4,30	—	1,32	99,41	—
9	C-542	50,66	14,20	2,61	8,31	1,38	6,66	6,76	0,16	0,22	5,07	0,03	0,10	3,65	—	0,48	99,81	—
10	822/8	43,88	14,50	2,11	7,64	2,00	10,50	3,32	0,17	0,72	4,72	0,44	0,37	—	—	9,77	100,74	—
11	829-19	42,58	15,55	4,16	8,38	1,94	7,47	10,23	0,15	0,31	2,80	0,48	0,29	—	—	5,48	99,82	—
12	832	41,64	16,57	3,24	8,12	1,18	10,74	7,74	0,16	1,64	3,24	0,24	0,15	—	—	5,0	99,66	—
13	829/3	46,38	15,35	3,60	10,14	1,06	6,00	6,53	0,2	0,24	4,10	0,10	0,42	—	—	5,30	99,42	—
14	819/7	47,28	15,43	2,45	8,73	1,23	6,24	8,45	0,17	1,09	3,98	0,16	0,17	—	—	4,32	99,70	—
15	832/28	47,32	14,76	8,78	9,56	1,87	6,82	4,05	0,18	0,50	5,15	0,57	0,28	—	—	5,67	100,51	—
16	T-866	46,58	16,96	2,82	8,30	1,09	6,89	7,80	0,19	1,54	3,15	0,20	0,43	0,66	0,15	3,93	99,58	12,06
17	T-868/12	44,21	18,18	1,93	10,12	1,19	3,92	6,66	0,14	1,35	3,53	0,19	0,18	0,41	2,92	8,42	100,02	13,07
18	819/21	45,81	16,80	1,64	8,66	1,09	10,95	8,15	0,13	0,72	2,27	0,13	0,06	—	—	3,88	100,29	—
19	830	42,69	17,51	2,48	6,64	0,78	9,83	10,82	0,12	0,12	2,80	0,03	0,07	—	—	6,30	100,19	—
20	T-865/12	47,11	15,47	3,12	8,33	1,23	6,04	8,50	0,18	1,34	3,64	0,26	0,16	0,59	0,22	4,35	99,73	12,37
21	T-866/1	44,57	16,14	3,00	8,60	1,12	5,63	11,17	0,21	0,86	3,04	0,10	0,20	0,78	0,20	5,78	100,42	12,56
22	T-870/17	45,90	17,54	2,14	7,61	0,91	8,14	9,10	0,17	0,72	3,25	0,15	0,13	0,50	0,17	4,52	100,28	10,59
23	822/3	44,34	12,69	3,07	8,98	0,91	6,69	14,68	0,13	0,34	1,42	—	—	0,86	—	6,26	99,51	—
24	T-865/19	44,15	16,10	2,42	7,93	1,70	12,10	6,05	0,18	0,48	2,81	0,22	0,26	0,40	0,28	6,14	100,54	11,22
25	T-865/20	45,06	13,03	2,58	8,23	1,20	12,94	10,13	0,20	0,24	1,18	0,49	0,14	0,61	0,15	5,10	100,52	11,73
26	828	38,62	7,14	3,94	7,97	0,41	3,90	27,55	0,13	0,10	0,19	—	—	1,09	—	9,95	99,90	—
27	T-869/1	39,03	7,35	3,81	7,90	0,49	4,80	25,44	0,18	0,10	0,72	0,16	0,06	1,06	0,37	9,53	99,57	12,59
28	T-869/6	40,52	8,02	6,01	13,20	1,52	9,04	14,68	0,27	0,10	0,32	0,04	0,10	1,14	0,22	6,17	99,99	20,67

Примечание. Номера 1—5—спилиты; 6—9—спилиты, отобранные А. А. Сурняным (ЯФ СО АН); 10—12—диабазы; 13—диабазовый порфирит; 14—17—базальтовые порфириты; 18—22—габбро; 23—25—габбро-нориты; 26—27—лерцолиты; 28—пироксенит.

тройную диаграмму «диопсид — гиперстен — оливин» показал, что они ложатся в поле современных океанических базальтов по Дж. Р. Канну (рис. 4).

Это обстоятельство в совокупности с имеющейся ассоциацией пород (гипербазиты, спилиты, кремнистые толщи) и протрузивным характером гипербазитов свидетельствует о том, что в данном районе мы имеем дело с породами древней океанической коры, вследствие чего существование океанического бассейна в данном случае трудно оспаривать.

В полосе крупных разломов северо-западного простирания увязкинские офиолиты ныне приведены в соприкосновение с мелководными осадками шельфа. Для выяснения истинных границ этого океанического бассейна необходимы палинспастические построения.

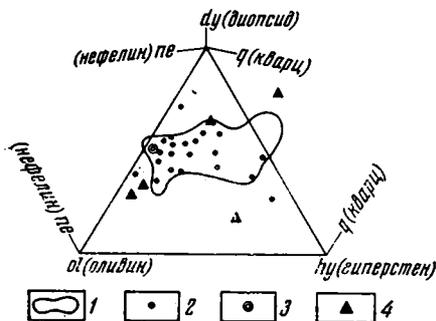


Рис. 4

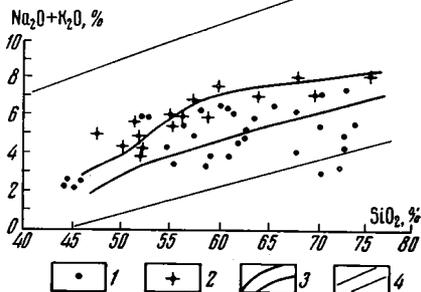


Рис. 5

Рис. 4. Положение точек нормативных составов основных лав кенкельдинской свиты и увязкинской толщи по отношению к полю океанических базальтов (по Дж. Р. Канну, 1973)

1 — поле океанических базальтов, 2 — нормативные составы лав кенкельдинской свиты и увязкинской толщи, 3 — океанический базальт (средний состав), 4 — девонские диабазы Сетте-Дабана (даны для сравнения; в целом ложатся вне поля океанических базальтов)

Рис. 5. Соотношение суммы щелочей и кремнезема в лавах илиньтасской свиты и ее возрастных аналогов

1 — лавы внешней стороны дуги, 2 — лавы внутренней стороны дуги, 3 — границы между областями толеитовой серии, серии высокоглиноземистых базальтов и серии щелочных пород (по Х. Куно, 1970); 4 — поле лав современных островных дуг

Следует подчеркнуть, что даже при спорности возраста кенкельдинской свиты главное — это то, что мы видим в пределах Центральной области следы доверхнепалеозойского океанического бассейна.

В позднепалеозойское время (рис. 1, 2) Яно-Индибирская область выступает как поле накопления терригенных морских и прибрежных отложений (нижняя часть верхоянского комплекса), обрамляемое с запада обширной сушей. В центральных частях Приколымо-Омолонской области (Омолонский массив) осадки или отсутствуют полностью, или представлены преимущественно пермскими маломощными мелководными терригенно-карбонатными толщами, иногда с растительным детритом и линзами конгломератов в базальном горизонте. С севера эта зона ограничивается протяженным узким поясом наземных эффузивов основного состава средне-позднекаменноугольного возраста.

Севернее области суши развиты в непрерывном разрезе морские туфогенно-терригенные, а в верхней перми преимущественно карбонатные отложения (Березовский и Гижигинский районы). При этом в Березовском районе четко выражены фациальные изменения к внутренним частям бассейна от граувакковых вулканомиктовых и туфогенных песчаников с прослойками ракушечников до пелловых туффовитов, алевролитов и кремнистых пород с оползневой слоистостью (турбидиты), обычно ли-

шенных органических остатков (булканакская свита среднего карбона, нижняя пермь). Эти участки, так же как в Гижигинском районе, отвечают наиболее глубоким частям шельфовых впадин.

В пределах Центральной области в районе Алазейского плоскогорья накопилась толща туфоаргиллитов и туфоалевролитов, туфов, туффитов, кремнисто-глинистых пород. Изредка отмечаются радиоляриты. В верхней части разреза появляются горизонты туфолав, переслаивающиеся с кремнистыми аргиллитами и туфами. Общая мощность накоплений приближается к 4 км. Отложения разделены на шесть свит. В различных их частях собраны органические остатки, позволяющие говорить о среднекаменноугольном — позднепермском возрасте пород.

Палеогеография этого времени весьма напоминает обстановку окраинного моря типа Охотского с континентальным блоком (Омолонский микроконтинент или Омолонский массив), глубокими впадинами и поднятиями на шельфе. Большая часть Колымо-Индибирского междуречья выступает в данном случае в виде центральной впадины этого окраинного моря с чертами глубоководного осадконакопления для отдельных периодов развития. Необходимо сказать о неправомерности сравнения мощностей верхнепалеозойских отложений Алазейского района и Яно-Индибирской области, что часто выступает в качестве доказательства отличий разрезов чехла массива от разрезов смежных геосинклинальных прогибов. В Яно-Индибирской области верхоянский комплекс — это исключительно терригенные, преимущественно мелководные отложения, формировавшиеся вблизи обширной суши. Объяснимо, что скорости осадконакопления их были достаточно высокими: 22—27 см в 1000 лет. В то же время центральная впадина (Алазейская) представляла собой некомпенсированную котловину.

С юго-востока верхнепалеозойское окраинное море, вероятно, было ограничено островной дугой (Шелиховский вулканический пояс). Намечать его точные контуры трудно, но продукты его размыва известны в Гижигинском районе (Устрицкий, 1975). В этом случае находит объяснение и большая мощность тонких туфогенных осадков вдоль вогнутой края этой дуги — здесь располагался вулканокластический бассейн.

В период, охватывающий триас — среднюю юру (рис. 1, *д*), сохраняется обстановка, близкая позднепалеозойской. Яно-Индибирская область представляет поле накопления мощных терригенных толщ (верхняя часть верхоянского комплекса). Приколымо-Омолонская область выступает как поле резко сокращенных по мощности терригенных отложений с перерывами и горизонтами грубообмолоченных пород. В Центральной области накапливаются преимущественно туфопесчаники и туфоалевролиты, туфы среднего и основного состава, песчаники и алевролиты. В подчиненном количестве отмечаются радиоляриты и кремнисто-глинистые слои. Мощность толщ относительно небольшая. Таким образом, сохраняется обстановка окраинного моря с Омолонским микроконтинентом (массивом). На юге, вблизи Охотского побережья, известны выходы верхнетриасовых, ниже- и среднеюрских вулканогенно-терригенных толщ (Балыгчанское поднятие, бассейн р. Вилиги, п-ов Кони). Лавы этих участков представлены андезитами и андезито-базальтами. Известково-щелочной характер их позволяет реконструировать здесь островную дугу.

Необычайно важным в истории рассматриваемого региона оказался краткий отрезок времени, охватывающий века от келловейского до ранневожского (рис. 1, *е*). Большая часть Яно-Индибирской области представляла собой сушу. Лишь в ее северной и крайней восточной частях продолжалось накопление морских, часто ритмично построенных терригенных толщ. На восточной же окраине Яно-Индибирской области, в пределах Иньяли-Дебинского синклинория, известна полоса развития фтанитов и кремнистых алевролитов со скальными отторженцами и глы-

бами девонских известняков с остатками кораллов, таких же, как на смежной площади. Иначе как ископаемую олистострому интерпретировать эти образования, известные как несколахская свита (нижневолжский подъярус), нельзя. Кроме того, олистострома известна и в низах талбыгурской свиты средней юры — келловей.

В пределах Приколымо-Омолонской области в рассматриваемый отрезок времени накапливались грубообмолоченные вулканомиктовые, местами угленосные отложения, отмечающие устойчивое положение континентального блока.

На границе Яно-Индибирской и Центральной областей и далее, разворачиваясь на восток, протягивается дугообразная полоса вулканитов, принадлежащих известково-щелочной серии (илиньтасская свита и ее аналоги). На диаграмме Х. Куно «кремнезем — сумма щелочей» (рис. 5) видно, что характер распределения фигуративных точек аналогичен типовому для молодых островных дуг, как это явствует из работы Х. Куно (1970). Внутри вулканической дуги отмечается мощное поле существенно алевролитовых пород бастахской свиты. Отложения этой свиты напоминают мощные терригенные осадки, накапливающиеся позади островных дуг.

Вдоль северо-восточного края Центральной области тянется полоса позднеюрских пород, относимых к офиолитовой ассоциации (Южно-Ануйская зона). Вроде бы не вызывает сомнения позднеюрский возраст этих спилитов, кремнистых пород и ассоциирующих с ними гипербазитов.

Описанная картина может найти наиболее удовлетворительное объяснение, если представить, что события, приведшие к закрытию Ануйского океанического бассейна, вызвали возникновение пары «желоб — дуга» внутри бывшего окраинного моря. Полоса илиньтасских и одновозрастных им вулканитов выступает в качестве вулканической дуги, а полоса пород несколахской свиты с олистостромами может быть интерпретирована как глубоководный желоб, располагающийся к востоку от нее. Располагающееся за дугой поле однообразных терригенных пород может быть реконструировано как окраинное море. К рассматриваемой эпохе относится главная фаза складчатых деформаций, причем складчатые сооружения к западу от дуги повторили ее контур. При такой трактовке островная дуга своей фронтальной выпуклой стороной была обращена в сторону континента, по границе с которым и возник глубоководный желоб. Подобная ситуация выглядит необычной, однако подобные обстановки есть и в современности. Их примером может быть позднекайнозойская вулканическая дуга Карпат, в которой и до сих пор еще существует глубинная сейсмофокальная зона, наклоненная от Восточно-Европейской платформы под Альпийский пояс. В этом случае впадина, выполненная бастахской свитой, может рассматриваться в какой-то мере как аналог Паннонской впадины. Аналогия становится более полной, если учесть, что в дуге, образованной илиньтасскими вулканитами, происходит изменение химизма по мере движения с запада на восток. На диаграмме Х. Куно (рис. 5) видно, что вулканиты фронтальной части дуги принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям, тогда как среди вулканитов внутренней части дуги значительная роль принадлежит вулканитам щелочно-базальтовой серии.

Меловая обстановка (рис. 1, ж) характеризуется развитием в пределах рассматриваемого региона континентальных вулканогенных образований. Они представляют собой громадные ответвления от Охотско-Чукотского пояса.

Меловые вулканиты относятся к известково-щелочной серии с характерной глубокой дифференцированностью лав, состав которых меняется от богатых кальцием гиперстеновых андезитов и андезито-базальтов до калиевых липаритов с резко повышенным относительным содержанием железа. Весьма характерны также высокие отношения содержания щелочей

лочей к кальцию и калия к сумме щелочей. В целом вулканический пояс отмечает тектонически активную окраину континента. Он имеет форму дуги, к востоку от которой Г. П. Авдейко и его соавторами (1974), проанализировавшими поведение вулканогенно-кремнистых формаций, реконструируются глубоководные желоба. Внутри дуги континентальных вулканитов располагается обширная область суши с угленосными грабенообразными впадинами. Подобная обстановка весьма близка к той, которая существует в настоящее время вдоль западного края Южно-Американского континента и где наблюдается последовательная смена глубоководного Перуанско-Чилийского желоба, пояса континентальных вулканитов и располагающейся позади него системы грабенов (Альтиплано).

Проведенный анализ приводит авторов к выводу о том, что вплоть до позднеюрского времени на рассматриваемой площади реконструируются два континентальных блока: один, причленившийся к Сибирской платформе, распространяется вплоть до восточного края Иньяли-Дебинского синклиория; второй отвечает Омолонскому массиву (включая восточную часть Приколымского поднятия). В Центральной же области, охватывающей территорию Колымо-Индибирской низменности и относившейся ранее к Колымскому массиву, до позднепалеозойского времени реконструируются элементы океанического бассейна. На более поздних этапах развития здесь располагалось окраинное море.

Все это не позволяет говорить о том, что на месте низменности в междуречье Колымы и Индибирки в фанерозое постоянно существовал некий континентальный блок, рассматривающийся в качестве срединного Колымского массива.

Литература

- Авдейко Г. П., Ванде-Кирков Ю. В., Дмитренко Н. К. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Аникеев Н. П., Драбкин И. Е. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, Магадан, 1957, вып. 11.
- Аникеев Н. П., Васьковский А. П., Драбкин И. Е. и др. Геология СССР, т. XXX, кн. 2. Северо-Восток СССР. М., «Недра», 1970.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского срединного массива и восточной Арктики.— Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1963, вып. 99.
- Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М., Шишмарев В. Н. Тектоника Восточно-Арктического шельфа.— Тр. НИИГА, 1974, т. 171.
- Довгаль Ю. М. Офиолитовые формации Алучинского поднятия. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, Магадан, 1964, вып. 17.
- Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омупевского поднятия.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, М., «Наука», 1971, вып. 19.
- Мерзляков В. М., Терехов М. И. Проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР.— В сб.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, Магадан, 1975, вып. 68.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Обручев С. В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии.— Пробл. сов. геол., 1934, № 6, 7.
- Пуцаровский Ю. М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 6.
- Радзивилл А. Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Анюйского хребта. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, Магадан, 1964, вып. 17.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклиальная и многоэвгеосинклиальная области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА, регион. геол., Л., 1969, вып. 15.

- Русаков И. М., Кац А. Г. и др.* Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1.
- Сороков Д. С.* Стратиграфия дочетвертичных отложений Новосибирского архипелага. Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А.* Тектоника Северо-Востока СССР, Магадан, 1969.
- Тильман С. М.* Рифейская и палеозойская история Северо-Востока СССР.— В сб.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, Магадан, 1975, вып. 86.
- Устрицкий В. И.* История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое.— В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР, Л., Тр. НИИГА, 1975.
- Шарковский М. Б.* Тектоника Колымо-Индигирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Шапошников К. К., Шапошникова К. И.* Тектоническое строение Колымской платформы по геофизическим данным.— Геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. Тр. ЯФ СО АН СССР, сер. геол., 1962, сб. 14.
- Шатский Н. С., Богданов А. А.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000 (Объяснительная записка). М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.* Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.* Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6.
- Щеглов А. Д.* Металлогения средних массивов. Л., «Недра», 1971.
- Яншин А. Л.* Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, № 5.

Объединение «Аэрогеология»,
Институт океанологии АН СССР

Статья поступила
18 июня 1976 г.

УДК 551.24.055 (571.56 + 571.65)

Г. А. ГРИНБЕРГ, Г. С. ГУСЕВ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
К. Б. МОКШАНЦЕВ, В. И. СЛАВИН, В. Е. ХАИН

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КОЛЫМСКОГО МАССИВА В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

Дорифейский фундамент Колымского массива сложен метаморфическими комплексами дистен-силлиманитового, глаукофансланцевого и зеленосланцевого типов, связанными с разными этапами развития протерозойской геосинклинальной области. Метаморфические породы фундамента перекрываются позднепротерозойскими карбонатными отложениями осадочного чехла массива, в строении которого выделяются три структурных комплекса: позднепротерозойский — среднепалеозойский, позднепалеозойский — раннемезозойский и позднемезозойский. Позднепалеозойский — мезозойский чехол массива имеет резко сокращенную мощность (2—3 км) по сравнению с обрамляющими массив прогибами мезозойских.

Проблема Колымского массива — предмет многолетней дискуссии, начатой со времени его выделения С. В. Обручевым в начале 30-х годов (Обручев, 1934). Одни исследователи поддержали представления С. В. Обручева (Херасков, 1935; Сакс, 1938; Падалка, 1939 и др.), другие полностью их отвергли и предложили принципиально иные схемы тектонического районирования этой части Северо-Востока СССР (Кропоткин, Шаталов, 1936; Вакар, 1937; Тетяев, 1935). Важнейшее значение в познании строения и истории развития Колымского массива имеют работы Ю. М. Пущаровского (1960 и др.) и К. Я. Спрингиса (1958), которыми убедительно обоснована принадлежность этого структурного элемента мезозойской к категории срединных массивов. В последнее время предпринимаются попытки ревизии существующих представлений о тектоническом районировании Верхояно-Чукотской области, в центральной части которой на месте Колымского срединного массива выделяется обширная эвгеосинклинальная система. При этом считается, что докембрийский метаморфический фундамент здесь изначально отсутствовал или претерпел в среднем палеозое деструкцию с образованием коры океанического типа, на которой заложилась эвгеосинклинальная система, завершившая свое развитие в позднем мезозое (Русаков, Виноградов, 1969; Русаков и др., 1972; Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР, 1974; Гуляев, 1975; Тильман и др., 1975; Шарковский, 1975; Шило и Мерзляков, 1972; Шило и др., 1973^{1, 2}, 1975).

По представлениям авторов данной статьи¹, Колымский массив состоит, как это было отмечено еще его первыми исследователями, из внутренней и внешней частей. Во внутренней, или центральной, его части основными структурными элементами являются Алазейское поднятие, Бадярихинский выступ, Бадярихинская и Маганская впадины. Внешняя периферическая часть массива состоит из Приколымского, Момского, Тас-Хаяхтахского, Полоусненского и Улахан-Тасского горст-антиклинориев,

¹ Е. Е. Милановский, В. И. Славин и В. Е. Хаин ознакомились со строением района в ходе совместных с К. Б. Мокшанцевым и Г. С. Гусевым геологических маршрутов летом 1975 г.

которые отделяются от обрамляющих складчатых структур мезозойскими зонами разломов. На западе массива на его краевую часть наложены Момо-Зырянский позднемезозойский прогиб и Уяндино-Ясачнинский вулканический пояс (рис. 1).

По нашим представлениям, в строении Колымского массива выделяются дорифейский метаморфический фундамент и перекрывающий его чехол, который может быть разделен на три структурных комплекса: позднепротерозойский — среднепалеозойский, позднепалеозойский — раннемезозойский и позднемезозойский.

К дорифейскому фундаменту внешней зоны Колымского массива нами относятся метаморфические комплексы Уяндинского блока и Приколымского поднятия. В Уяндинском блоке (северо-западная окраина Колымского массива) по данным Г. А. Гринберга вскрывается зональный метаморфический комплекс дистен-силлиманитового типа. В составе метаморфической толщи широко развиты метабазиты-гранатовые, эпидотовые амфиболиты и амфиболовые сланцы, слагающие нижнюю часть разреза, среди которых залегают серпентинизированные гипербазиты. В средней части разреза преобладают метапелиты-биотитовые, гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитмусковитовые с дистеном сланцы при подчиненном количестве амфиболовых сланцев и амфиболитов. В верхней части разреза среди метапелитов появляются прослои карбонатных пород. Изученные минеральные ассоциации метапелитов соответствуют биотитовой, гранатовой и ставролитовой зонам метаморфического комплекса дистен-силлиманитового типа. Метаморфическая толща Уяндинского блока смята в крутые складки, осложненные многочисленными надвигами и взбросами. Она перекрывается карбонатными отложениями томмотской свиты, в которой обнаружены среднерифейские строматолиты (Гребенников и др., 1974). Калий-аргоновые определения возраста метаморфических пород Уяндинского блока дают большой разброс цифр. Определения, выполненные в лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР дали максимальное значение 780 млн. лет. Учитывая, что зональный метаморфический комплекс Уяндинского блока перекрывается среднерифейской томмотской свитой, изотопный возраст метаморфических пород явно омоложен. Геологические данные свидетельствуют о дорифейском, вероятно, среднепротерозойском возрасте метаморфического комплекса Уяндинского блока.

Сходный по возрасту и условиям формирования зональный метаморфический комплекс вскрывается в Приколымском поднятии восточной части Колымского массива. Метаморфические породы ороёкской и оссалинской свит здесь также со структурным несогласием перекрываются слабометаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями верхнего протерозоя. Калий-аргоновые определения радиологического возраста метаморфических пород дают цифры в 650, 694, 1550 млн. лет (данные А. А. Николаева), а для нижней части ороёкской свиты — 1555 млн. лет (Пепеляев, 1974). Все эти данные однозначно свидетельствуют о дорифейском возрасте регионального метаморфизма ороёкской и оссалинской свит. Описанные В. А. Шишкиным (1968, 1971) минеральные ассоциации пород свидетельствуют о принадлежности дорифейского зонального метаморфического комплекса Приколымского поднятия к дистен-силлиманитовому типу.

Таким образом, сопоставление метаморфических толщ Уяндинского блока и Приколымского поднятия показывает, что как на западной, так и восточной окраинах Колымского срединного массива позднепротерозойские отложения подстилаются сходными по составу и условиям метаморфизма дорифейскими метаморфическими комплексами дистен-силлиманитового типа.

В центральной части Колымского массива в районах Алазейского поднятия и Бадярихинского выступа к фундаменту массива относится

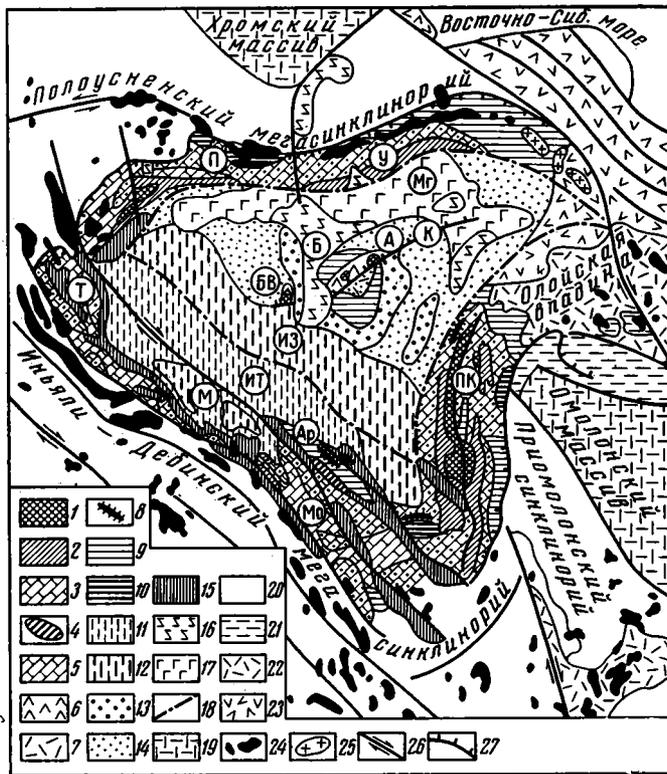


Рис. 1. Схема тектоники Колымского срединного массива

1 — выступы ниже- и среднепротерозойского фундамента; 2—8 догеосинклинальный комплекс: 2 — верхнепротерозойский ярус — терригенно-карбонатная формация, 3 — нижнепалеозойский ярус — карбонатная формация, 4—8 среднепалеозойский ярус: (4 — красноцветная трахибазальтовая формация, 5 — сероцветная карбонатная с эвапоритами формация, 6 — осадочно-вулканогенная базальтовая формация, 7 — красноцветная липаритовая формация, 8 — базальтовая, карбонатная и терригенная формация); 9—10 — верхнепалеозойский — раннемезозойский сингеосинклинальный комплекс: 9 — туфогенно-карбонатно-терригенная и кремнисто-карбонатная формации, 10 — базальтовая формация; 11—17 — верхнемезозойский орогенный комплекс: 11 — верхнеюрская шпировая формация Момо-Зырянской впадины, 12 — нижнемеловая угленосная молассовая формация Момо-Зырянской впадины, 13—14 — верхнеюрско-нижнемеловая туфогенно-терригенная молассоидная формация внутренней части массива (13 — выходы на поверхность, 14 — под маломощным рыхлым кайнозойским чехлом), 15 — осадочно-вулканогенная базальтово-липаритовая верхнеюрская формация Уяндинско-Ясаченского вулканогенного пояса; 16—17 — верхнемеловые трахилипаритовая и трахибазальтовая формация (16 — выходы на поверхность, 17 — под маломощным рыхлым кайнозойским чехлом); 18 — граница внутренней части массива. Прочие обозначения: 19 — вулканогенно-осадочный чехол Оломонского и Хромского массивов; 20 — главный геосинклинальный комплекс складчатого обрамления массива; 21 — осадочный чехол основания Олойской впадины; 22—23 — вулканогенные образования Святоносско-Олойского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов (22 — выходы на поверхность, 23 — под маломощным рыхлым чехлом кайнозоя), 24—25 — орогенные позднемезозойские интрузии гранитоидов (24 — выходы на поверхность, 25 — под маломощным рыхлым кайнозойским чехлом), 26 — крупные сдвиги, 27 — крупные надвиги и взбросы.

Буквы на схеме. Внешняя зона Колымского массива (окраинные горст-антиклинории): Мо — Момский, ПК — Приколымский, П — Полоусненский, Т — Тас-Хаяхтахский, Ар — Арга-Тасский блок, У — Улахан-Тасский. Внутренняя зона Колымского массива: А — Алазейское поднятие, БВ — Бадярихинский выступ, Б — Бадярихинская впадина, Мг — Маганская впадина, К — Кенгельдинский разлом. Момо-Зырянская наложенная впадина: ИЗ — Индигиро-Зырянский прогиб, ИТ — Илень-Тасский антиклинорий, М — Момский прогиб.

смятая в мелкие складки метаморфическая толща, сложенная кварцитами, сланцами и метабазами, залегающая непосредственно под среднепалеозойской (?) кенкельдинской свитой. Породы фундамента метаморфизованы в условиях глаукофансланцевой фации и претерпели повторный зеленосланцевый метаморфизм более интенсивно проявленный вдоль зон разломов. Важное значение для выяснения условий метаморфизма пород фундамента имеют обнаруженные И. С. Ипатьевой в западной части Алазейского поднятия (р. Сылгы-Юрях) породы с глаукофаном, гранатом альмандин-гроссулярового состава (Пир — 6,1%; Альм — 65,2%; Гросс — 27,3%; Спес — 1,4%) и аксессуарным рутилом. В результате наложенного метасоматоза породы в различной степени окварцованы и мусковитизированы. В некоторых разновидностях присутствует лавсонит, вероятно, связанный с диафторезом этих пород. Присутствие на Алазейском поднятии гранат-глаукофановых пород, представляющих, возможно, реликты глаукофанизированных альмандиновых эклогитов, позволяет предполагать, что к раннему этапу формирования фундамента центральной части Колымского массива относится метаморфический комплекс эклогит-глаукофансланцевого типа сходный с докембрийскими эклогит-глаукофансланцевыми комплексами Южного Урала и других районов, изученными Н. Л. Добрецовым (1974).

В отдельных выходах на Алазейском поднятии и Бадярихинском выступе вскрываются карбонатные породы, залегающие, по-видимому, на метаморфической толще. По данным О. Н. Иванова (1975) в них содержатся водоросли, которые по определению А. Г. Вологодина и Ю. М. Фоминых датируют нижнерифейский возраст. Ф. Ф. Третьяков в 1976 году в карбонатных породах Бадярихинского выступа обнаружил онколиты, которые по определению Л. И. Нарожных сходны с докембрийскими онколитами. Все эти данные подтверждают докембрийский возраст метаморфической толщи Алазейского поднятия.

Первичный состав и формационная принадлежность метаморфических толщ окраинных горст-антиклинорий и центральной части Колымского массива свидетельствуют о том, что в его пределах в протерозое существовала эвгеосинклинальная область. К раннегеосинклинальному этапу, вероятно, относится глаукофансланцевый метаморфический комплекс центральной части массива, а к позднегеосинклинальному — зональные метаморфические комплексы дистен-силлиманитового типа окраинных его частей.

Отложения верхнепротерозойского — среднепалеозойского догеосинклинального чехла массива, формировавшегося после консолидации фундамента, начинаются верхнепротерозойскими (рифейскими) терригенно-карбонатными образованиями мощностью 1—3 км, распространенными в Полоусненском, Приколымском и Момском горст-антиклинориях (рис. 2). Выше, как правило, с параллельными, а местами с небольшими угловыми несогласиями в окраинных горст-антиклинориях залегают мощные (до 5—6 км) существенно карбонатные толщи нижнего палеозоя, формировавшиеся, по Ю. М. Пушаровскому (1960), в условиях подвижной платформы, по Н. А. Богданову (1963), в миогеосинклинальных зонах, или, по К. Б. Мокшанцеву (Мокшанцев и др., 1964, 1968; Тектоника Якутии, 1975), — в парагеосинклинальных прогибах. В Приколымском горст-антиклинории в основании этого комплекса выделяются венд и кембрий; в большинстве же случаев он отделен от более древних отложений длительным перерывом и начинается нижним ордовиком.

В сторону центральной части массива мощность нижнего палеозоя сокращается, а в разрезе его появляются пачки терригенных пород. Как установлено в последние годы Г. С. Гусевым существенного изменения формационного состава нижнепалеозойских отложений здесь не происходит, поскольку выделенная В. М. Мерзляковым (1971) в Рассошинской зоне вулканогенно-терригенная толща, сложенная трахибазальтами

горст-антиклинорий). Здесь в основании залегают образования красноцветной вулканогенно-осадочной формации мощностью до 200 м (трахибазальты, красноцветные песчаники, доломиты с гипсами); выше располагается доломито-известняковая формация с гипсами мощностью до 800 м. В 15—20 км восточнее, на ручье Увязка к среднему палеозою относятся покровы базальтов, включающие небольшие тела пикритов.

Новые данные по этим двум районам, полученные Г. С. Гусевым в 1976 году, показывают, что в среднем течении р. Серечен и в верховьях Ичена в состав ордовика В. М. Мерзляковым (1971) ошибочно включены среднепалеозойские и мезозойские дайки, покровы и туфы основных пород, а также верхнесилурийские трахиты. В этом районе развиты поздне-рифейские — кембрийские (?) конгломераты, доломиты и пестроцветы; ниже- и среднеордовикские известково-глинистые сланцы с горизонтами туфов и вулканомиктовых пород, линзами и прослоями известняков общей мощностью до 3—4 км, верхнеордовикские песчанистые известняки (мощность 200—300 м), нижнесилурийские зеленые известково-глинистые сланцы и известняки, верхнесилурийские доломиты бизонской свиты (суммарная мощность до 400 м, сокращенная, вероятно, за счет срезания разломами), которые постепенно переходят в верхнелудловскую красноцветную мирненскую свиту, содержащую 20—30-метровые покровы красных трахибазальтов (мощность 300 м). Мирненская свита здесь перекрывается конгломератами, содержащими обломки трахибазальтов, постепенно переходящими в известняки нижнего девона. В 10—12 км южнее изученного разреза нижедевонские конгломераты перекрывают ордовик, как это установлено В. М. Мерзляковым (1971), с локальным угловым несогласием. Такое же несогласие обнаружено Г. С. Гусевым на левобережье Булкута, где нижедевонские конгломераты несогласно перекрывают позднерифейские образования и нижеордовикские известково-глинистые сланцы. В других районах (бассейн р. Аганджи, верховья реч. Серечен) нижедевонские отложения на подстилающих верхнесилурийских породах залегают без углового несогласия.

В бассейне р. Увязки в хорошо обнаженной крутой моноклинали описана почти 2-километровая среднепалеозойская вулканогенно-осадочная толща. В основании она сложена кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, ритмично переслаивающимися с глинистыми сланцами и содержащими линзы и прослой известковистых конгломератов, гравелитов и известняков с обильной фауной криноидей, кораллов и брахиопод. Выше она сменяется такого же строения толщей, но содержащей покровы шаровых базальтовых лав, количество которых постепенно увеличивается кверху. По разломам эта толща контактирует с девонскими известково-глинистыми отложениями, а также с доверхнеордовикскими углисто-глинистыми образованиями. Названные толщи с резким угловым несогласием перекрываются илиньтасской свитой верхней юры. В пачке шаровых лав залегает мощная (около 40 м) дайка пикритов.

На юге Приколымского горст-антиклинория, на северном крыле Нявинской синклинали (см. рис. 1, 2), Б. В. Пепеляевым и К. В. Симаковым (1974) в средне- и нижедевонских отложениях описаны красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки, перекрывающиеся трахибазальтами, их туфами и туфобрекчиями, выше которых залегают известняки, алевролиты, аргиллиты, кремненые известняки и силициты.

На Алазейском поднятии к среднему палеозою нами отнесены кенкельдинская и алазейская свиты. Кенкельдинская свита мощностью до 1000 м, представлена преимущественно туфами основного состава и туфопесчаниками с редкими покровами гиалобазальтов. Она непосредственно залегает на метаморфическом фундаменте и содержит обломки метаморфических сланцев, в том числе с натриевыми амфиболами. Обломки этих метаморфических пород находятся среди неизменного цемен-

та туфов или вулканомиктовых песчаников. Стратиграфически выше залегает алазейская свита в составе которой преобладают экструзивные тела пестроцветных и красноцветных липаритов при резко подчиненном количестве туфов кислого состава. В нижней части разреза выделяется пачка сургучно-красных литокластических туфов и покровов гиалобазальтов.

Верхний предел возраста кенкельдинской и алазейской свит определяется тем, что на р. Кыллах и Седедеме они прорываются гранитами с радиологическим возрастом 339 и 356 млн. лет, а алазейская свита несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованным ранним — средним карбоном.

Осадочно-вулканогенная кенкельдинская свита слабо стратифицирована, и поэтому трудно судить об условиях ее залегания. Только в зоне Кенкельдинского разлома эти породы сильно раздроблены, катаклазированы и характеризуются очень крутыми, местами почти вертикальными углами падения (рис. 3).

Принципиальное значение для познания тектоники Колымского массива имеют данные о составе и строении верхнепалеозойских — мезозойских образований, синхронных главному геосинклинальному комплексу мезозойского поднятия (рис. 4). В изученном авторами опорном разрезе на р. Кыллах (рис. 5) кислые эффузивы алазейской свиты несогласно перекрываются конгломератами, гравелитами и песчаниками мощностью около 60 м с фауной *Echinoconchus ex gr. ekatchanensis* Abramov, *Neospirifer sp.*, *Brachythyrina sp.* нижнего — среднего карбона (определения Б. С. Абрамова). Выше согласно залегают серые песчаники, аргиллиты и алевролиты с линзами известняков общей мощностью до 100 м. В песчаниках много обломков раковин *Kolyptia*, а в линзах известняков встречена фауна брахиопод *Cancrinella? ex gr. bajkurica* Ustr. (определения Б. С. Абрамова) и пелеципод *Aviculopecten subclathratus* (Keyserl.) (определения В. А. Муромцевой), указывающих на верхнепермский возраст вмещающих пород.

На верхнепермских отложениях залегают верхнетриасовые ритмично чередующиеся туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты мощностью до 700 м с обильной фауной пелеципод в верхней части разреза. На них с параллельным несогласием налегают среднеюрские конгломераты (около 20 м), сменяющиеся выше туфами, песчаниками и алевролитами, переполненными растительными остатками и фауной иноцерам и белемнитов. Общая мощность средней юры 350—400 м.

В соседних районах Алазейского поднятия, по рекам Эгелях и Седедеме, устанавливается почти полный разрез каменноугольных отложений мощностью до 1000 м, представленных туфами основного состава, туфопесчаниками, известковистыми туфами и известняками (см. рис. 4), выше которых на р. Седедеме залегают верхнетриасовые туфы и туфопесчаники мощностью до 500 м, перекрываемые юрскими глинисто-песчаными отложениями с прослоями туфов. В основании юры здесь залегает 200-метровая толща крупновалунных конгломератов, галька которых состоит из гранодиоритов. На р. Эгелях верхнекаменноугольные отложения непосредственно перекрываются конгломератами и известковистыми песчаниками мощностью до 20 м с нижнеюрскими пелециподами.

Общая мощность чехла, синхронного главному геосинклинальному комплексу мезозойского поднятия, по нашим данным, не превышает на Алазейском поднятии 2—3 км. Характерной особенностью его является наличие большого числа стратиграфических несогласий (в основании карбона, верхней перми, верхнего триаса, нижней и средней юры) с выпадением из разреза нижней перми, нижнего — среднего триаса, местами нижней юры.

Эти данные, а также текстурные особенности пород свидетельствуют о том, что отложения позднепалеозойского — мезозойского чехла Колымского массива накапливались в мелководных условиях и частично на суше, причем поставщиками обломочного материала служили местные источники.

Породы чехла совершенно не метаморфизованы, на раковинном слое палеонтологических остатков хорошо сохранился перламутровый слой, сами раковины не деформированы.

Отложения верхнего палеозоя и мезозоя на Алазейском поднятии смяты в брахиформные складки и моноклинали с углами падения на крыльях до 30—40°; широко развиты ступени с горизонтальным залеганием пород. Вместе с тем часто в зонах малоамплитудных разломов породы поставлены на голову, однако опрокинутого залегания пород нигде не обнаружено; практически отсутствуют также мелкая складчатость и кливаж. Единственное исключение представляют сопряженные гребневидная антиклиналь и корытообразная синклиналь с размахом крыльев до 20 м в среднеюрских отложениях на р. Седедеме в 2 км выше устья р. Икки-Кюннях.

Таким образом, структурные наблюдения по рекам Кыллах, Эгелях и Седедеме не дают оснований говорить о наличии в этом регионе напряженной складчатости (см. рис. 5).

Наблюдения за зеркалами скольжения на поверхностях наслоений и в секущих пласты трещинах, а также в зонах разломов показывают, что деформации горных пород на Алазейском поднятии происходили в условиях горизонтального сжатия путем перемещения пластов по межпластовым плоскостям скольжения и взбросовым трещинам. Отсутствие регионального кливажа, структур ламинарного течения, концентрический — взбросовый кинематический тип складчатости и хрупкие деформации являются надежными структурными критериями, указывающими на небольшие мощности деформированного чехла.

Верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения окраинных горст-антиклинорий Колымского массива характеризуются довольно быстрым формационным составом (см. рис. 4), но в целом сходные с одновозрастными образованиями Алазейского поднятия и в то же время резко отличаются и по составу и по мощностям от главного геосинклинального (верхоянского) комплекса мезозойид. Со среднепалеозойскими отложениями они местами связаны постепенными переходами, местами же отделены от них стратиграфическими несогласиями. Как и на Алазейском поднятии, для верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений окраинных горст-антиклинорий характерно наличие многочисленных перерывов и относительно небольшие мощности измеряемые первыми сотнями, а иногда и десятками метров.

В недавно изученном Б. С. Абрамовым и М. Д. Булгаковой разрезе на р. Зырянке (Момский горст-антиклинорий) известняки верхнего девона постепенно сменяются окремненными известняками и аргиллитами, микрозернистыми органогенно-детритовыми известняками стрелкинской свиты (?) верхнего девона — нижнего карбона мощностью до 600 м. Выше залегают фтаниты тургоянской свиты с прослоями кремнистых аргиллитов, конкреционных фосфоритов и линзами окремненных известняков (мощность 80—200 м). На них лежат органогенно-детритовые известняки с прослоями известковистых фтанитов сергеляхской свиты нижнего — среднего карбона (мощность 200 м). Известняки постепенно сменяются туфами андезито-базальтов и тефроидами магарской свиты нижнего — среднего карбона (мощность 280 м), перекрывающимися аргиллитами аганджинской свиты (300 м), среднекаменноугольный возраст которой подкрепляется многочисленными находками фауны. Выше с параллельным несогласием залегают спонголиты, кремнистые туфогенные органогенно-детритовые известняки бочарской свиты верхней перми

та туфов или вулканомиктовых песчаников. Стратиграфически выше залегает алазейская свита в составе которой преобладают экструзивные тела пестроцветных и красноцветных липаритов при резко подчиненном количестве туфов кислого состава. В нижней части разреза выделяется пачка сургучно-красных литокластических туфов и покровов гялобазальтов.

Верхний предел возраста кенкельдинской и алазейской свит определяется тем, что на р. Кыллах и Седедеме они прорываются гранитами с радиологическим возрастом 339 и 356 млн. лет, а алазейская свита несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованным ранним — средним карбоном.

Осадочно-вулканогенная кенкельдинская свита слабо стратифицирована, и поэтому трудно судить об условиях ее залегания. Только в зоне Кенкельдинского разлома эти породы сильно раздроблены, катаклазированы и характеризуются очень крутыми, местами почти вертикальными углами падения (рис. 3).

Принципиальное значение для познания тектоники Колымского массива имеют данные о составе и строении верхнепалеозойских — мезозойских образований, синхронных главному геосинклинальному комплексу мезозойд. Особо интересны в этом отношении новые данные по Алазейскому поднятию (рис. 4). В изученном авторами опорном разрезе на р. Кыллах (рис. 5) кислые эффузивы алазейской свиты несогласно перекрываются конгломератами, гравелитами и песчаниками мощностью около 60 м с фауной *Echinoconchus ex gr. ekatchanensis* Abramov, *Neospirifer sp.*, *Brachythyrina sp.* нижнего — среднего карбона (определения Б. С. Абрамова). Выше согласно залегают серые песчаники, аргиллиты и алевролиты с линзами известняков общей мощностью до 100 м. В песчаниках много обломков раковин *Kolumia*, а в линзах известняков встречена фауна брахиопод *Canocrinella? ex gr. bajkurica* Ustr. (определения Б. С. Абрамова) и пелеципод *Aviculopecten subclathratus* (Keyserl.) (определения В. А. Муромцевой), указывающих на верхнепермский возраст вмещающих пород.

На верхнепермских отложениях залегают верхнетриасовые ритмично чередующиеся туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты мощностью до 700 м с обильной фауной пелеципод в верхней части разреза. На них с параллельным несогласием налегают среднеюрские конгломераты (около 20 м), сменяющиеся выше туфами, песчаниками и алевролитами, переполненными растительными остатками и фауной иноцерам и белемнитов. Общая мощность средней юры 350—400 м.

В соседних районах Алазейского поднятия, по рекам Эгелях и Седедеме, устанавливается почти полный разрез каменноугольных отложений мощностью до 1000 м, представленных туфами основного состава, туфопесчаниками, известковистыми туфами и известняками (см. рис. 4), выше которых на р. Седедеме залегают верхнетриасовые туфы и туфопесчаники мощностью до 500 м, перекрываемые юрскими глинисто-песчаными отложениями с прослоями туфов. В основании юры здесь залегает 200-метровая толща крупновалунных конгломератов, галька которых состоит из гранодиоритов. На р. Эгелях верхнекаменноугольные отложения непосредственно перекрываются конгломератами и известковистыми песчаниками мощностью до 20 м с нижнеюрскими пелециподами.

Общая мощность чехла, синхронного главному геосинклинальному комплексу мезозойд, по нашим данным, не превышает на Алазейском поднятии 2—3 км. Характерной особенностью его является наличие большого числа стратиграфических несогласий (в основании карбона, верхней перми, верхнего триаса, нижней и средней юры) с выпадением из разреза нижней перми, нижнего — среднего триаса, местами нижней юры.

Эти данные, а также текстурные особенности пород свидетельствуют о том, что отложения позднепалеозойского — мезозойского чехла Колымского массива накапливались в мелководных условиях и частично на суше, причем поставщиками обломочного материала служили местные источники.

Породы чехла совершенно не метаморфизованы, на раковинном слое палеонтологических остатков хорошо сохранился перламутровый слой, сами раковины не деформированы.

Отложения верхнего палеозоя и мезозоя на Алазейском поднятии смяты в брахиформные складки и моноклинали с углами падения на крыльях до 30—40°; широко развиты ступени с горизонтальным залеганием пород. Вместе с тем часто в зонах малоамплитудных разломов породы поставлены на голову, однако опрокинутого залегания пород нигде не обнаружено; практически отсутствуют также мелкая складчатость и кливаж. Единственное исключение представляют сопряженные гребневидная антиклиналь и корытообразная синклиналь с размахом крыльев до 20 м в среднеюрских отложениях на р. Седедеме в 2 км выше устья р. Икки-Кюннях.

Таким образом, структурные наблюдения по рекам Кыллах, Эгелях и Седедеме не дают оснований говорить о наличии в этом регионе напряженной складчатости (см. рис. 5).

Наблюдения за зеркалами скольжения на поверхностях наслоений и в секущих пласты трещинах, а также в зонах разломов показывают, что деформации горных пород на Алазейском поднятии происходили в условиях горизонтального сжатия путем перемещения пластов по межпластовым плоскостям скольжения и взбросовым трещинам. Отсутствие регионального кливажа, структур ламинарного течения, концентрический — взбросовый кинематический тип складчатости и хрупкие деформации являются надежными структурными критериями, указывающими на небольшие мощности деформированного чехла.

Верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения окраинных горст-антиклинорий Колымского массива характеризуются довольно пестрым формационным составом (см. рис. 4), но в целом сходные с одновозрастными образованиями Алазейского поднятия и в то же время резко отличаются и по составу и по мощностям от главного геосинклинального (верхоянского) комплекса мезозойд. Со среднепалеозойскими отложениями они местами связаны постепенными переходами, местами же отделены от них стратиграфическими несогласиями. Как и на Алазейском поднятии, для верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений окраинных горст-антиклинорий характерно наличие многочисленных перерывов и относительно небольшие мощности измеряемые первыми сотнями, а иногда и десятками метров.

В недавно изученном Б. С. Абрамовым и М. Д. Булгаковой разрезе на р. Зырянке (Момский горст-антиклинорий) известняки верхнего девона постепенно сменяются окремненными известняками и аргиллитами, микрзернистыми органогенно-детритовыми известняками стрелкинской свиты (?) верхнего девона — нижнего карбона мощностью до 600 м. Выше залегают фтаниты тургоякской свиты с прослоями кремнистых аргиллитов, конкреционных фосфоритов и линзами окремненных известняков (мощность 80—200 м). На них лежат органогенно-детритовые известняки с прослоями известковистых фтанитов сергеляхской свиты нижнего — среднего карбона (мощность 200 м). Известняки постепенно сменяются туфами андезито-базальтов и тефроидами магарской свиты нижнего — среднего карбона (мощность 280 м), перекрывающимися аргиллитами аганджинской свиты (300 м), среднекаменноугольный возраст которой подкрепляется многочисленными находками фауны. Выше с параллельным несогласием залегают спонголиты, кремнистые туфогенные органогенно-детритовые известняки бочарской свиты верхней перми

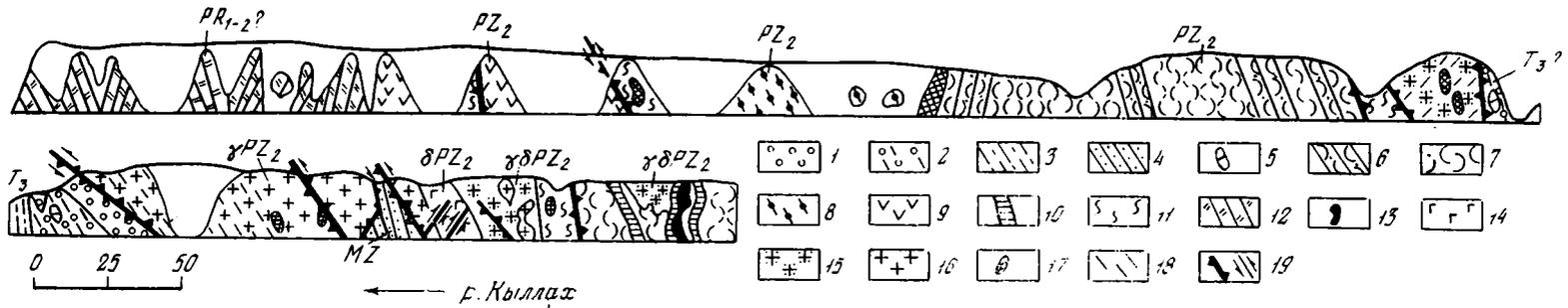


Рис. 3. Геологический профиль через зону Кенкельдинского разлома на р. Кыллах

Мезозой: 1 — конгломераты, 2 — диамиктиты, 3 — алевролиты и аргиллиты, 4 — песчаники и гравелиты, 5 — линзы песчаных известняков; средний палеозой (кенкельдинская свита): 6 — туфогенные аргиллиты основного состава, 7 — мелкообломочные туфы основного состава, 8 — граувакки, 9 — покровы базальтов, 10 — кремнистые породы. Блоки фундамента: 11 — кварц-эпидот-хлоритовые сланцы, 12 — кварцито-сланцевые сланцы и кварциты. Среднепалеозойские интрузивы: 13 — диабазы, 14 — габбро, 15 — диориты, 16 — граниты. Тектонические зоны: 17 — катаклазиты, 18 — зоны расланцевания, 19 — плоскости разломов, 20 — элементы залегания пород и тектонических образований



Рис. 5. Геологический профиль в среднем течении Кыллаха

1 — флишондное чередование песчаников и алевролитов (в основании толщи конгломераты), 2 — флишондное чередование туфов разного гранулометрического состава, 3 — аркозовые песчаники, конгломераты и алевролиты; 4 — натровые липариты алазейской свиты, 5 — базальты, туфы и туфопесчаники кенкельдинской свиты, 6 — блок диамиктитов мезозоя в зоне Кенкельдинского разлома, 7 — интрузии палеозойских гранитондов, 8 — кварциты и метаморфические сланцы фундамента (протерозой), 9 — катаклазиты, 10 — плоскости разломов и направление смещения по ним

(мощность 150 м). Разрез здесь завершается средне-верхнетриасовой толщей мощностью до 500 м, сложенной глинистыми и битуминозными известняками с пластами андезито-базальтовых лав, туфов и гиалокластитов в базальной части.

На р. Булкут в основании разреза триаса широко развиты полимиктовые мелкогалечные конгломераты. Лавы здесь отсутствуют. К нижней юре в Арга-Тасском блоке относятся отдельные тектонические клинья, сложенные алевролитами, туфоалевролитами и известняками, видимой мощностью до 270 м.

В верховьях р. Момы (Омулевский блок) к нижнему карбону относится толща известняков и известняковых конгломератов мощностью около 500 м, а к нижнему — среднему карбону — известковистые алевролиты и известняки мощностью около 300 м. Выше залегают карнийско-норийские туфоалевролиты, сланцы и известняки мощностью не более 400 м. В районе пика Победы и по речке Калгар, в известной мере условно, к нижней — средней юре относятся конгломераты с покровами андезито-базальтов, несогласно залегающие на верхнем триасе и девоне. Мощность этой молассовой толщи, разделяющейся на две свиты, достигает 1500 м (Константиновский, 1975). По нашему мнению, они относятся к верхней юре.

Можно было бы также подробно охарактеризовать изученные разрезы позднего палеозоя и мезозоя других районов внешней зоны Колымского массива, однако они имеют удивительно сходный состав и мощности с только что охарактеризованными отложениями. Отличия состоят только в том, что в одних разрезах развиты покровы базальтов, а в других их нет (Тектоника Якутии, 1975).

Позднемезозойский орогенный комплекс Колымского массива, как и в других частях мезозойд, повсеместно залегает на более древних отложениях с резким угловым несогласием. В юго-западной части массива (Момо-Зырянская впадина) верхнеюрские отложения повсеместно начинаются конгломератами, сменяющимися выше основными и кислыми лавами, туфопесчаниками и туфоалевролитами илинь-тасской свиты и ее аналогов, мощностью 1000 м и более. При этом лавы кислого состава развиты в самых краевых частях массива, а восточнее они замещаются основными породами. Илинь-тасская свита выше постепенно переходит в существенно терригенную бастахскую свиту мощностью от 1 до 6—7 км в Момском хребте. Отложения илинь-тасской и бастахской свит большей частью деформированы слабо и только в Момском хребте (Илинь-Тасский антиклинорий) фиксируется интенсивная складчатость. Однако ни по вещественному составу, ни по условиям формирования и характеру складчатости верхнеюрские толщи не имеют ничего общего с геосинклинальными формациями.

Нижнемеловые угленосные толщи, развитые в Момском и Индигиро-Зырянском прогибах Момо-Зырянской наложенной впадины, в формационном отношении представляют собой типичные верхнемолассовые образования, сходные с одновозрастными молассовыми толщами Предверхоанского краевого прогиба. По нашим наблюдениям и данным Н. Г. Чочиа, нижнемеловые отложения Индигиро-Зырянского прогиба, располагающегося на стыке внешней и внутренней частей Колымского массива, деформированы неравномерно. Так, вблизи складчатых структур Илинь-Тасского антиклинория (Момский хребет) нижний мел смят в линейные, но относительно пологие гребневидные складки, которые восточнее сменяются сводовыми и брахиформными структурами с углами наклона слоев в крыльях до 20—25° и положе. В бассейне р. Бадярихи угленосные отложения этого возраста лежат горизонтально. Таким образом, намечается отчетливое затухание складчатости от более подвижной внешней части массива к более жесткой его внутренней части.

Верхнеюрские толщи в центральной части массива, как и в его внешнем обрамлении, довольно мощные (1000 м и более). Сложены они в основном слаболитифицированными туфопесчаниками и туфами с отдельными покровами основных пород. Таким образом, отличия в типах разрезов внешних и внутренних частей массива сохраняются еще и в начале орогенного этапа мезозойской эры. Стираются они окончательно в конце раннего и в позднем мелу, когда формировались горизонтально лежащие покровы липаритовых и базальтовых лав Бадярихинской впадины центральной части массива и многих мелких впадин внешнего обрамления массива и других частей Верхояно-Колымской системы (см. рис. 4).

Большое значение для понимания природы Колымского массива имеют особенности проявлявшегося на нем в разные эпохи магматизма. Среди верхнепротерозойских отложений краевых горст-антиклинорий довольно широко распространены небольшие тела и дайки диабазов и габбро-диабазов, возраст которых остается пока неясным. Достоверных проявлений раннепалеозойского магматизма на Колымском массиве не установлено, поскольку вулканогенные образования трахибазальтовой формации, относимые В. М. Мерзляковым и П. П. Лычагиным (1973) на р. Серечен (бассейн р. Рассохи) к ордовикам, оказались, как показано выше, более молодыми образованиями.

Вместе с тем на массиве широко распространены магматические проявления среднепалеозойского возраста. На периферии Колымского массива к ним относится трахибазальтовая формация Арґа-Тасского (Рассошинского) блока Момского горст-антиклинория на реках Серечен, Аганджа, Увязка и др., южной и северной частей Приколымского горст-антиклинория (Пепеляев, Симаков, 1974) и Томмотский массив формации интрузивов ультраосновных-щелочных пород в Уяндинском блоке Полоусненского горст-антиклинория (см. рис. 1). Со среднепалеозойским этапом связаны и вулканические породы кенкельдинской и алазейской свит Алазейского поднятия внутренней части Колымского массива. В изученных разрезах кенкельдинской свиты преобладают лито- и кристаллокластические туфы основного состава при подчиненном количестве покровов толеитовых базальтов и реже андезито-базальтов. Среди вулканических пород залегают комагматичные им небольшие интрузивные тела и дайки габбро-диабазов.

Намечаются некоторые закономерности в пространственном размещении различных по составу среднепалеозойских магматических образований. В западной и южной части Колымского массива развиты трахибазальты и базальты с очень слабым проявлением сопутствующего кислого вулканизма. Восточнее, в центральной части массива (Алазейское поднятие), распространена среднепалеозойская липарит-базальтовая ассоциация, в которой значительная роль принадлежит кислым эффузивам и комагматичным им гранитам. Еще восточнее — на Омолонском массиве к среднему палеозою относится базальт-андезит-липаритовая кедонская серия. Можно думать, что конечным членом этого латерального ряда являются среднепалеозойские эвгеосинклинальные вулканические и интрузивные формации северо-восточной окраины азиатского материка (Корякское нагорье).

В разрезах верхнепалеозойского — нижнемезозойского сингеосинклинального чехла Колымского массива на Алазейском поднятии широко распространены туфогенные породы. В окраинных Приколымском и Полоусненском горст-антиклинориях развиты покровы среднекаменноугольных толеитовых базальтов, туфы и туфобрекчии, в Момском горст-антиклинории — туфы основного состава среднекаменноугольного возраста, в Тас-Хаятахском горст-антиклинории — субвулканы и дайки основных пород каменноугольного возраста; покровы и силлы андезито-базальтов известны в триасовых отложениях.

В целом весь разрез сингеосинклинального чехла Колымского массива по сравнению с обрамляющими массив геосинклинальными прогибами Верхояно-Колымской системы мезозоид содержит большое количество вулканогенного материала, что характерно для многих срединных массивов (Славин, Яранов, 1960).

Широко проявлен на Колымском массиве орогенный позднемезозойский магматизм. С ним связано формирование верхнеюрской осадочно-вулканогенной формации Уяндино-Ясачинского вулканогенного пояса, наложенного на юго-западный край массива. Обширные площади занимают меловые континентальные вулканические формации, известные практически во всех структурных элементах массива. Среди них особенно характерны позднемеловая трахибазальтовая и трахилпаритовая вулканические формации. К интрузивным образованиям относятся небольшие массивы граносиенитов, кварцевых монцонитов и монцонитпорфиров позднеюрского возраста и позднемеловые интрузивы формации субвулканических гранитов.

ВЫВОДЫ

1. В районах внешней и внутренней частей Колымского массива под позднедокембрийскими отложениями осадочного чехла залегает протерозойский сложнодеформированный метаморфический фундамент. Глаукофансланцевый метаморфический комплекс фундамента центральной части массива и зональные метаморфические комплексы дистен-силлиманитового типа фундамента внешней части массива, вероятно, относятся соответственно к раннему и позднему этапам развития протерозойской геосинклинальной системы. Особенности метаморфизма протерозойского фундамента могут указывать на незавершенность процесса формирования континентальной коры центральной части Колымского массива.

2. По сравнению с сопредельными геосинклинальными прогибами мезозоид Колымский массив в течение длительного времени (PR_3 — J_3) представлял область устойчивого относительного поднятия и сокращенного, прерывистого осадконакопления, сопровождавшегося вулканизмом. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле Колымского массива выражены параллельными несогласиями и лишь в редких случаях отмечаются местные угловые несогласия.

3. Магматические формации Колымского массива (трахибазальтовая, интрузивов ультраосновного — щелочного состава) характерны для устойчивых областей. Широкое проявление среднепалеозойского кислого вулканизма и гранитоидного магматизма в центральной части Колымского массива (Алазейское поднятие) противоречит представлениям о заложении в среднем палеозое на коре океанического типа Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы.

4. Особенности магматизма и эндогенной металлогении Колымского массива во многом определяются строением и условиями формирования его метаморфического фундамента.

Литература

- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. М. Изд-во АН СССР, 1963.
- Вакар В. А. Геологическое строение северо-восточного Приколымья.— Тр. ВАИ, т. 90, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 1937.
- Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Гребенников Г. А., Работнов В. Т., Спектор В. Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селенняхского кряжа.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (тез. докл. межведомств. стратиграф. совещ.). Магадан, 1974.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы и их генезис. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Иванов О. Н. Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975.

- Константиновский А. А. Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского (Северо-Восток СССР).— Геотектоника, 1975, № 6.
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР.— Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1. Геол. и геоморфолог., вып. 3. М.-Л., ОНТИ, 1936.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). М., «Наука», 1971.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Денъгин Э. В., Штех Г. И. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968.
- Обручев С. В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии.— Пробл. сов. геологии, 1934, № 6.
- Падалка Г. Л. О геологическом строении северо-восточной Якутии в связи с металлогенностью.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 5.
- Пепеляев Б. В. Рифейские и вендские образования Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. (тез. докл. межведомств. стратиграф. совещ.). Магадан, 1974.
- Пепеляев Б. В., Симяков К. В. К стратиграфии девонских отложений Приколымского поднятия.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (тез. межведомств. стратиграф. совещ.). Магадан, 1974.
- Пуцаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклиальная и многоэосинклиальная области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, 1969, вып. 15.
- Русаков И. М., Виноградов В. А., Гапоненко Г. И. Тектоническое районирование Северо-Востока СССР и его арктического шельфа.— В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л., Тр. НИИГА, 1972.
- Сакс В. Н. К тектонике Северо-Восточной части Якутии.— В кн.: Проблемы Арктики, № 5—6. Изд-во ГУСМП, 1938.
- Славин В. И., Яранов Д. Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклиальной области. Межд. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1958.
- Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Авторы В. А. Виноградов, Г. И. Гапоненко, И. М. Русаков, В. Н. Шимарев, Л. «Недра», 1974.
- Тектоника Якутии. Колл. авторов: К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев, Б. Г. Лутц, А. Ф. Петров, Ю. Л. Сластенов, И. М. Фрумкин, Г. И. Штех. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Тетяев М. М. К тектонике Арктики. Тр. 1-й геологоразведочной конференции Главсевморпути 24—27 апреля 1935 г. т. 1., Изд-во ГУСМП, 1935.
- Тильман С. М., Белобяжский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны.— Пробл. сов. геологии, 1935, т. 5, вып. 4.
- Шарковский М. Б. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья. Геотектоника, 1975, № 6.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М. Эвгеосинклиальные зоны центральной части мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
- Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклиальная система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф., Мерзляков В. М., Сидоров А. А., Терехов М. И. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4.
- Шишкин В. А. К вопросу об интрузивных и метаморфических образованиях Шаманихо-Столбовского района Приколымья.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР (Тез. докл. Первого Северо-Вост. петрогр. совещ.). Магадан, 1968.
- Шишкин В. А. Исследования раннепалеозойского золотоносного метаморфического комплекса Шаманихо-Столбовского района Приколымья. Автореф. канд. дис. Казанск. гос. ун-т, 1971.

Институт геологии
Якутск
Московский Государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
1 февраля 1977 г.

УДК 551.24.055 (571.56 + 571.65)

Я. А. ДРАНОВСКИЙ, И. Г. ГОЛЬБРАЙХ
К ПРОБЛЕМЕ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Выделение рядом исследователей вместо Колымского срединного массива мезозойской эвгеосинклинальной системы недостаточно обосновано. Существующие данные о разрезах палеозойских и мезозойских отложений Алазейской и Олойской зон, характере складчатости, метаморфизме и формациях вполне согласуются с традиционными представлениями о существовании Колымского срединного массива — структуры дорифейской стабилизации. Уточняется и развивается представление о срединных массивах как о самостоятельных структурных элементах земной коры, которым свойственны качества и платформ и геосинклиналей.

После работ В. Н. Сакса (1938), А. Д. Архангельского (1941), Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1957) в литературе надолго утвердилось представление о Колымском срединном массиве как о структуре древней стабилизации, расположенной внутри мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области. Серьезно обсуждался лишь вопрос о возрасте консолидации массива — дорифейском, каледонском или варисийском. В 1969 г. И. М. Русаковым и В. А. Виноградовым была поставлена под сомнение принципиальная возможность выделения Колымского массива. Основываясь на своих наблюдениях и литературных данных, они выделили в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области протяженную Раучуанско-Олойскую эвгеосинклинальную мезозойскую систему, охватывающую территориально и площадь Колымского срединного массива. Эта идея получила дальнейшее развитие и в других работах (Шило и др., 1973; Мерзляков и др., 1974; Шарковский, 1975). Ликвидация Колымского массива обострила в целом и всю проблему срединных массивов. Достаточно напомнить, что после ревизии срединных массивов, проведенной В. А. Мерзляковым и другими (1974), на территории Северо-Востока СССР «осталось» только два массива — Омолонский и Охотский.

Авторы настоящей статьи считают, что новые идеи о широком развитии в Верхояно-Чукотской складчатой области эвгеосинклинальной системы, соизмеримой по масштабу и значимости со структурами миогеосинклинального типа, недостаточно обоснованы. Существующий фактический материал не дискредитирует традиционные взгляды о Колымском массиве. Он скорее вносит нечто новое, позволяющее видоизменить привычные представления о срединных массивах (Хайн и Шейнманн, 1960; Яншин, 1965).

Поскольку выделяемая упомянутыми исследованиями Раучханско-Олойская (Русаков, Виноградов, 1969) или Алазейско-Олойская (Шило и др., 1973; Мерзляков и др., 1974) эвгеосинклинальная система занимает преимущественно площадь Алазейского поднятия и Олойского прогиба, рассмотрим кратко геологическое строение этих структур. Для характеристики указанных районов использованы результаты пятилетних исследований в Момо-Зырянской впадине и отдельных маршрутов в площади Омулевского, Приколымского и Алазейского поднятий. Учтены также результаты всех наиболее важных работ, проведенных в последние годы.

В Олойской зоне наиболее древние, видимо, докембрийские метаморфические породы вильхильского комплекса установлены в бассейнах рек Иннаха, Надежи, Олойчана, Орловки. Выше залегают средне- и верхнедевонские вулканогенные образования типа кедонской серии Омолонского массива. С запада на восток меняется состав вулканитов от кислых до смешанных и их мощность (от 200 до 500 м). По данным А. Я. Радзи-вилла (1970), на крайнем востоке мощность вулканических образований достигает 2000 м, а породы нередко сильно изменены.

Нижнекаменноугольные паралические карбонатно-вулканогенные породы среднего и основного состава мощностью 250—300 м известны только на востоке, в зоне сочленения Яракваамского поднятия и Южно-Ануйской шовной зоны.

Среднекаменноугольные — нижнепермские осадочно-вулканогенные континентальные и паралические образования орловкинской свиты распространены примерно в тех же районах, что и девонские вулканиты. На западе преобладают кремнисто-терригенно-туфовые накопления (лав мало) смешанного и среднего состава (600—700 м). В восточном направлении растет роль лав, их основность и общая мощность (до 1200 м). Среди многообразия пород восточных разрезов достаточно характерны спилиты и кератофиры.

Венчают палеозойский разрез восточной части Олойской зоны угленосные континентальные отложения (до 500 м) нижнепермского или пермского возраста.

Палеозойский разрез **Алазейской зоны** по последним данным (Русakov и др., 1974) выглядит следующим образом.

Наиболее древние образования кенкельдинской толщи представлены туфами смешанного состава, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, спилитами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, кварцевыми кератофирами с линзами известняков, мощностью более 1800 м. Породы метаморфизованы, местами до глаукофановых и зеленых сланцев. Предполагается среднепалеозойский возраст толщи.

Вышезалегающая трансгрессивно каменноугольно-нижнепермская седедемская серия состоит из трех свит. В нижней (отчегый-кудерайской) свите в целом преобладают терригенные отложения, которым подчинены туфы смешанного состава, лавы среднего, основного и кислого состава, кремнистые породы. Разрезы фациально изменчивы, но обычно в основании прослеживается горизонт грубообломочных песчано-конгломератовых отложений мощностью 100—200 м. Мощность свиты 700—800 м, возраст визейско-башкирской. В южной части района, по данным Ю. Г. Николаева, вулканиты только кислого состава.

Следующая, пологая свита (средний — верхний карбон) также отличается пестротой состава. Преобладают псаммитовые и пелитовые терригенные образования, нередко туфогенные; реже встречаются туфогенно-осадочные и пирокластические породы, еще реже — вулканиты основного, среднего и кислого (кварцевые кератофиры) состава. На р. Отчегый-Кудерай в основании разреза выделены валунно-галечные конгломераты (120 м). Общая мощность свиты 500—1000 м. Последняя, сылгыюряхская свита сложена аргиллитами с прослоями туфопесчаников (700 м). Возраст — ассельско-сакмарский.

На седедемской серии трансгрессивно залегают алазейская свита условно пермского возраста. В составе свиты преобладают трахидаци-ты, реже кварцевые кератофиры, андезитовые и дацитовые порфири-ты, липариты и их туфы мощностью около 800 м.

Завершает палеозойский комплекс кыллахская свита, трансгрессивно перекрывающая подстилающие толщи. Свита сложена преимущественно грубообломочными терригенными отложениями, содержащими отдельные покровы кислого и среднего состава и пласты туфов кислого

и основного состава (1000 м). Верхнепермский возраст свиты датирован по остаткам фауны и флоры.

Заметим, наконец, что на западе Алазейской зоны в Уяндинском блоке установлены метаморфические и метаморфизованные образования протерозоя. Рифейский возраст верхней части протерозойского комплекса — томмотской серии (2300—2600 м) обоснован ископаемыми органическими остатками и отчасти абсолютным возрастом прорывающих серию гранитоидов (530—550 млн. лет) (Гребеников и др., 1974).

Сравнивая палеозойские разрезы Алазейской и Олойской зон, можно сделать некоторые предварительные выводы.

Палеозойский комплекс Олойской зоны почти идентичен синхронным образованиям Омолонского массива. Если и можно в верхнепалеозойских образованиях Олойской зоны усмотреть какие-либо признаки геосинклинального типа развития, то лишь в краевой восточной части, сближенной с Корякской геосинклиналию. Скорость накопления отложений крайне невелика — 5—50 м/млн. лет девонских образований, 25 м/млн. лет верхнепалеозойских и нижнекаменноугольных.

В Алазейской зоне визейско-пермский комплекс пород отличается большей стратиграфической полнотой, большей «мористостью» разреза и пестротой литофациального состава. Обращает на себя внимание обилие перерывов и размывов в разрезе и значительное содержание почти в каждой толще грубообломочных пород. Скорость накопления визейско-сакмарских образований 35 м/млн. лет. Лишь паралические отложения кыллахской свиты имели скорость осадконакопления, переходную от платформенной к геосинклинальной, — 40—60 м/млн. лет.

Для сравнения отметим, что верхнепалеозойский комплекс Верхоянской зоны отличается непрерывностью разреза, отсутствием перерывов и большими скоростями осадконакопления (70—85 м/млн. лет).

Контрастный состав вулканитов всех толщ, в том числе и кенкельдинской, не подтверждает, конечно, вывода В. М. Мерзлякова с соавторами (1974) о заложении так называемой Алазейско-Олойской эвгеосинклинали на коре океанического типа. Имеются данные (Гуляев, 1975), что роль в разрезе кварцевых кератофигов преувеличена, а спилиты и гипербазиты практически отсутствуют. Радиоляриевые яшмы, как правило, при детальном рассмотрении оказываются окварцеванными туфами и туффитами. Предположение о сквозном эвгеосинклинальном развитии этого района с нижнего палеозоя или рифея (Русakov, Виноградов, 1969; Мерзляков и др., 1974) недостаточно обосновано. Ссылка на особенности строения Рассошинской зоны Омuleвского поднятия ничего в этом плане не доказывает. Выделенные В. М. Мерзляковым как рифейско-кембрийские конгломераты, сложенные кварцитами, действительно, выглядят экзотично в разрезе палеозоя. Однако они занимают стратиграфическое и пространственное положение между фаунистически охарактеризованными отложениями девона и ордовика. Аналогичные конгломераты наблюдались нами и на правобережье р. Колымы, где они расположены в основании девонских отложений в непосредственной близости с породами ордовика. Верхнеордовикские отложения Рассошинской зоны содержат интрузивные и вулканогенные тела щелочных (калиевых) базальтоидов, характерных для стабильных районов с континентальной корой. Вулканогенные образования основного, среднего и реже кислого состава предположительно эйфельского и верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста имеют локальное распространение в бассейне верховьев р. Зырянка. По данным Н. Н. Ремизова, вулканиты умеренно богаты щелочами и относятся к группе трахиандезитов и трахибазальтов с примерно равным соотношением калия и натрия. Вулканогенные породы быстро замещаются вулканогенно-терригенными и карбонатными отложениями и не имеют повсеместного распространения. В целом же девонские и каменноугольные толщи сложены терригенно-карбонатны-

ми породами, содержащими эвапориты и горизонты доманикового типа. Эти отложения, так же как толщи ордовика, силура, девона и карбона других районов Омудевского поднятия, Тас-Хаяхтахского, Селеняхского, Полоусного и Приколымского поднятий по формационному составу мало чем отличаются от типичных платформенных формаций. Отличия проявляются лишь в более высоких темпах седиментации. Скорости осадконакопления как платформенные, так и геосинклинальные, от 25—50 до 100—120, редко 150 м/млн. лет. Образование комплексов с такого рода гибридными свойствами Ю. М. Пущаровский связывал с режимом подвижной платформы. И. П. Атласов называл этот режим субгеосинклинальным, Т. Н. Спижарский — омогеосинклинальным, Я. А. Драновский — квазигеосинклинальным (Драновский, 1974₂).

Верхняя часть разреза Олойской и Алазейской зон сложена мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями и к настоящему времени хорошо изучена (Довгаль и др., 1966; Паракецов, 1968; Сеславинский, 1970; Радзивилл, 1970; Сизых, 1973; Тильман, 1973; Геология СССР, т. XXX, 1970; Гуляев, 1975, и др.).

В Олойской зоне самые древние среднетриасовые конгломерато-песчаные, в меньшей степени алеврито-глинистые породы выделяются условно в нижней части толщи с карнийской фауной на востоке, в районе Яракваамского поднятия. Верхнетриасовые терригенные отложения распространены шире. На западе, в бассейне р. Курьей, по данным А. Г. Сенотрусова, карнийские конгломерато-песчаниковые и норийские алевролитопесчаниковые морские образования достигают мощности 1400—1800 м.

Восточнее, в бассейнах рек Извилистой и Кричальской, установлены сходные по составу норийские отложения мощностью 800—1400 м. Еще восточнее, в междуречье Банной — Пеженки мощность нория увеличивается до 2400 м, а в разрезе появляются туфы анальцимовых базальтов, базальты, андезиты. На востоке распространены грубообломочные местами туфогенные карнийско-норийские породы мощностью 550—650 м.

Нижнеюрские вулканиты основного и среднего состава (500—600 м) и алевролитопесчаниковые породы (700—800 м) известны в центральной части зоны, в бассейнах рек Извилистой, Кричальской, Банной. На востоке преобладают грубообломочные породы (350—400 м).

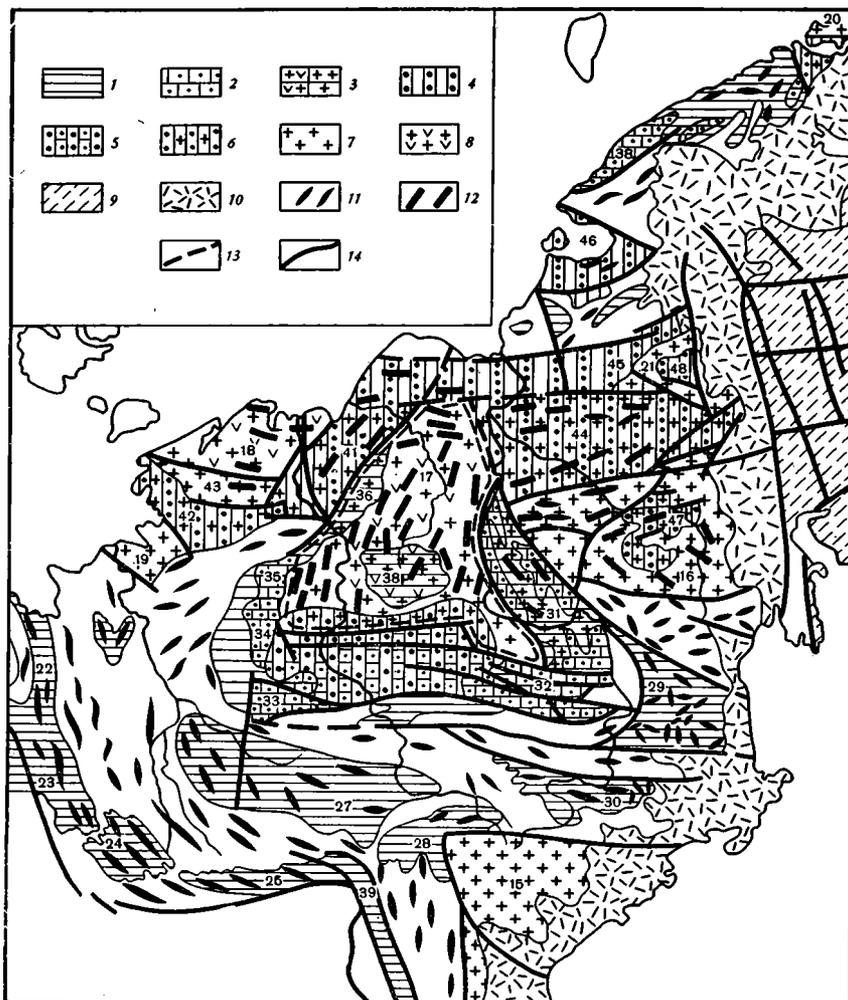
Среднеюрские морские грубообломочные отложения распространены в бассейне р. Извилистой (400—500 м), алевролитовые и алевролитопесчаные — на востоке (850—1300 м).

Келловейские морские псаммитовые осадки выделены на западе, в бассейне р. Курьей (300 м), а паралические вулканогенно-осадочные и вулканогенные кислого состава — в центральной части зоны (600—800 м).

Оксфордские вулканогенно-осадочные толщи установлены на юге центральной части зоны, в бассейне р. Уродан, где они вместе с киммериджскими слоями, по данным В. И. Теплыха, достигают мощности 400 м. Терригенные отложения оксфорда предположительно выделяются и на востоке района.

Киммериджские образования распространены широко и характеризуются пестрым литофациальным составом. В центральной части зоны преобладают паралические, контрастные по составу вулканиты (в том числе щелочные) мощностью 400—1100 м. По периферии зоны развиты преимущественно морские осадочно-вулканогенные (контрастные с преобладанием кислых и средних вулканитов) и осадочные псаммитовые образования. Мощность их на западе 600—700 м, на юге — 400—900 м, на востоке — 50—1500 м.

Сходную характеристику имеют и волжские осадочно-вулканогенные толщи. Мощность — на западе 1400 м, в центральной части — 700—1600 м на востоке — 1300 м, на юге — 1700—2700 м.



Тектоническая схема Верхояно-Чукотской складчатой области

Антиклинории и поднятия: 1 — в пределах развития верхоянского комплекса, 2 — в пределах развития квазигеосинклинального комплекса, 3 — в пределах срединных массивов. Позднегоэосинклинальные впадины и прогибы: 4 — на фундаменте мезозойских, 5 — преимущественно на квазигеосинклинальном основании, 6 — на срединных массивах; 7 — срединные массивы, 8 — срединные массивы, перекрытые позднемезозойским вулканогенным комплексом, 9 — Корякская кайнозойская складчатая система, 10 — Охотско-Чукотская ветвь Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, 11 — простираение складчатых структур, 12 — простираение магнитных аномалий, 13 — современная граница Колымского срединного массива, 14 — разломы. Срединные массивы (цифры на схеме): 15 — Охотский, 16 — Омолонский, 17 — Колымский, 18 — Хромский, 19 — Шелонский, 20 — Беринговский, 21 — Яблонский. Антиклинории и поднятия: 22 — Харалахский, 23 — Орулганский, 24 — Куранахский, 25 — Быранский, 26 — Куларский, 27 — Эльгинское, 28 — Сунтаро-Лабынкырское, 29 — Балыгычанское, 30 — Аян-Юряхский, 31 — Приколымское, 32 — Омулеское, 33 — Тас-Хаяхтахское, 34 — Селеняхское, 35 — Полоусненское, 36 — Улахан-Сисское, 37 — Алазейское, 38 — Куульское, 39 — Сетте-Дабанское. Впадины и прогибы: 40 — Момо-Зырянская, 41 — Кондаковская, 42 — Святоносский, 43 — Тастахский, 44 — Олойский, 45 — Южно-Анойский (шовная зона), 46 — Раучуанская, 47 — Уляганская, 48 — Айнахургенская

Нижнемеловые, главным образом континентальные, вулканиты среднего и основного, реже среднего и кислого состава распространены в различных районах зоны. Их мощность 300—430 м. Лишь на юге и юго-востоке, в верховьях Пеженки и в бассейне Олойчана, по данным Н. Н. Тевяшова и В. И. Теплыха, их мощность достигает 1200—1900 м.

В бассейнах рек Базисной и Кричальской установлены морские псаммитовые (900—1000 м) и осадочно-вулканогенные (200—300 м) образования.

Верхнемеловые существенно вулканогенные толщи кислого (нередко щелочного), реже смешанного состава распространены сравнительно ограниченно, хотя в южных и юго-восточных районах достигают мощности 1200—1300 м. Существенно терригенные (берриас-аптские) отложения суммарной стратиграфической мощностью до 200—3000 м обособлены в небольших впадинах (Орловская, Айнахургенская, Умкувеемская и др.).

В мезозойском разрезе Олойской зоны установлено несколько перерывов и несогласий. Несогласия в подошве верхнего триаса и средней юры имеют практически повсеместный характер. Достаточно часто выявляется несогласие в основании келловея и киммериджа. Местные перерывы или размыты отмечаются на других стратиграфических уровнях — в основании нижнего мела, готерива (Орловская впадина), баррема (Айнахургенская впадина) и др.

Завершая краткую характеристику мезозойских отложений Олойской зоны, необходимо коснуться еще одной важной структуры — Южно-Аньюйской шовной зоны (или Южно-Аньюйского прогиба), нередко включаемой в состав Олойского прогиба. Южно-Аньюйская зона занимает пограничное положение между Аньюйской складчатой зоной мезозоид и собственно Олойским прогибом. Южно-Аньюйская шовная зона приурочена к сближенной паре разломов, имеющих протяженность несколько сот километров (Сеславинский, 1970).

Наиболее древние породы — оксфордско-волжские терригенно-кремнисто-вулканогенные образования (с кератофирами и спилитами) распространены в центральной и восточной частях зоны. Мощность их 1300—1500 м. На западе они замещаются грубообломочными терригенными породами мощностью до 800 м. На севере, на границе с Аньюйской зоной, верхнеюрские толщи сложены внизу морскими грубообломочными отложениями, а вверх — паралическими вулканогенно-осадочными образованиями (Геология СССР, т. XXX, 1970).

Выше, по некоторым данным, с разрывом залегают берриас-валанжинская ритмично-слоистая толща, типа субфлиша, мощностью 700 м (по данным К. Б. Сеславинского — до 2500 м), которая к западу замещается неритмичной, внизу песчано-алевролитоглинистой (400—500 м), а вверх алевролитоглинистой (400 м) толщами. У северной границы зоны преобладают грубообломочные отложения (600 м).

Завершают разрез паралические, отчасти угленосные конгломератопесчаные отложения готерива (200—1000 м) и континентальные баррем-аптские образования — на востоке вулканогенно-терригенные (2000—2100 м), а на западе — вулканогенные контрастные (2000 м). Баррем-аптские породы локализованы преимущественно в Камешковской и Нутесынской впадинах.

С верхнеюрской терригенно-кремнисто-вулканогенной толщей пространственно ассоциируют интрузии габбро-плагиогранитовой формации (Радзивилл, 1970), прослеживающиеся по гравимагнитным данным к северо-западу на расстояние несколько сот километров.

Мезозойский разрез Алазейской зоны, по данным И. М. Русакова, Ю. Т. Николаева, П. В. Гуляева, имеет следующее строение.

В нижней части И. М. Русаковым выделяется верхнетриасовая — нижнеюрская эгеляхская толща, с перерывом перекрывающая палеозойский комплекс. Толща сложена песчаниками, туффитами, туфоаргиллитами и аргиллитами, туфами и известняками (700—1100 м). Ю. Т. Николаевым, П. В. Гуляевым и другими геологами объединения «Аэрогеология» нижнемезозойские отложения расчленяются на толщи карнийского, норийского и нижнеюрского возраста суммарной мощностью

850—1150 м. На юге в основании нижнеюрских отложений отмечается стратиграфическое несогласие.

Выше несогласно залегает среднеюрская сюстинняхская свита. В основании свиты выделяется песчано-конгломератовый горизонт, достигающий иногда мощности 250—300 м. Завершают разрез свиты аргиллиты, песчаники, туфы, туффиты, известняки. Общая мощность из частных разрезов, составленных И. М. Русаковым, достигает 1900 м, хотя сам И. М. Русаков полагает, что мощность больше — до 2700—2800 м. По данным Ю. Т. Николаева и П. В. Гуляева, свита характеризуется фациальной изменчивостью с преобладанием грубообломочных фаций. Ааленские отложения обычно размыты, а мощность байос-батских слоев достигает на юге района 250—1500 м, а в центральной части — 1200 м.

Верхнеюрские отложения несогласно залегают на подстилающих образованиях. Нижняя часть (абыгалахская свита) сложена туфогенно-осадочными породами с отдельными покровами андезитовых порфиритов (600—700 м). В верхней части (икки-кюннихской свите), по данным Ю. Г. Николаева, преобладают туфогенно-осадочные отложения (600 м), а по И. М. Русакову — базальтовые и андезитовые порфириты, реже дацитовые порфириты, перекрытые пачкой крупнообломочных туфов. Существенно туфотерригенный характер верхнеюрских отложений отмечается и П. В. Гуляевым. Общая мощность 1200—1500 м.

Нижнемеловые континентальные вулканогенные образования смешанного состава несогласно залегают на подстилающих толщах. Их мощность 600—700 м. Еще выше несогласно залегают нижнемеловые грубообломочные терригенные отложения (300—400 м) с маломощными прослоями углей, верхнемеловые вулканиты смешанного состава (700—750 м) и неоген-четвертичные рыхлые отложения. Все мезозойские отложения принадлежат к мелководным морским и континентальным фациям. Флора и обугленный растительный детрит встречаются в норийских, нижнеюрских, среднеюрских, волжских толщах. В этом смысле мезозойские комплексы весьма сходны с палеозойскими, где флора содержится в отчетый-кудерайской, пологской и кыллахской свитах.

Сравнение мезозойских разрезов Олойской и Алазейской зон позволяет сделать следующие выводы.

Мезозойский разрез Олойской зоны отличается повышенной мощностью и более мощным разнообразным по метрохимическому составу вулканизмом, интенсивность которого нарастает по разрезу снизу вверх. Максимально мощные отложения сосредоточены в центральной части зоны. Верхнетриасовые — нижнеюрские отложения достигают мощности 3200 м (скорость осадконакопления до 80—120 м/млн. лет). К западу и востоку мощности уменьшаются. В Алазейской зоне синхронные отложения имеют мощность до 1100 м (скорость до 30—40 м/млн. лет). Мощность среднеюрских отложений в Олойской зоне 400—1300 м (скорость накопления 85—100 м/млн. лет), в Алазейской зоне — 1200—1500 м (120—150 м/млн. лет). Верхнеюрские осадочно-вулканогенные образования в Олойской зоне характеризуются мощностями и скоростями накопления: на западе — 2400 м (133 м/млн. лет), в центре — 3500 м (195 м/млн. лет), на юге — 4000 м (222 м/млн. лет), востоке — 2800 м (200 м/млн. лет); в Алазейской зоне до 1200—1500 м (55—70 м/млн. лет).

Заметим, что существенно вулканогенные толщи в Алазейской зоне распространены лишь в верхней части верхнеюрского и меловом разрезах. В Олойской зоне вулканиты широко развиты в нижнеюрских и верхнеюрских толщах.

Перерывы в осадконакоплении в обеих зонах более или менее синхронны. Однако в Алазейской зоне перерывы более четкие и сопровождаются угловыми несогласиями.

Скорость накопления поздне триасовых и нижнеюрских отложений Алазейской зоны отвечает платформенному режиму седиментации. В со-

седних с запада районах Полоусненской и Адычанской зонах (миогео-синклинали) скорости 100—170 м/млн. лет. Скорости накопления среднеюрских отложений в Полоусненской зоне меньше (60—105 м/млн. лет), а верхнеюрских больше, преимущественно 165—230 м/млн. лет. В Момо-Зырянской впадине, сопредельной с Алазейской зоной, скорость накопления верхнеюрских пород превышает 400 м/млн. лет, причем верхняя часть, бастахская серия, накапливалась со скоростью 700—1000 м/млн. лет.

В течение всего мезозоя, кроме среднеюрской эпохи, если мощности среднеюрских отложений не завышены, Алазейская зона по сравнению с окружающими территориями выступала как относительное поднятие.

Рассмотрим и некоторые другие показатели, имеющие прямое отношение к затронутой проблеме,— складчатость, метаморфизм, геофизические данные, формации.

Оба района — Олойский и Алазейский отличаются весьма напряженной складчатостью. В Олойской зоне наиболее интенсивная складчатость проявляется на поднятиях в поле развития верхнетриасовых — нижнеюрских отложений. Согласно одним исследователям, линейная складчатость повсеместно определяет стиль складчатости раннемезозойских отложений; согласно другим (К. Б. Сеславинский, Ю. И. Евстафьев, Б. Ф. Палымский, Н. Н. Незнанов, В. П. Куклев, О. М. Неклюдов и др.), линейная складчатость и сопровождающий ее иногда динамометаморфизм развиваются преимущественно вблизи разломов. Более молодые отложения смяты в брахиформные складки различного поперечного профиля (гребневидные, коробчатые, овальные, корытообразные и прочие).

В Алазейской зоне наиболее сильно смяты и метаморфизованы образования кенкельдинской толщи, где отмечается зеленосланцевый, а местами, у разломов, глаукофановый метаморфизм. П. В. Гуляев (1975) отмечает, что зеленокаменные породы локализованы вдоль разломов узкой полосой в несколько десятков метров. Вдоль разломов группируются и линейные складки. Вышележащие толщи верхнего палеозоя и мезозоя практически неметаморфизованы и смяты преимущественно в складки промежуточного типа. Низкая степень обнаженности Алазейского плоскогорья затрудняет объективную оценку характера складчатости зоны. Наблюдавшиеся нами в бассейнах рек Эгеляха, Седедемы, Отчегый-Кудерая верхнепалеозойские и мезозойские отложения смяты в складки различного типа. Неупорядоченность и быстрое изменение формы складок (от мелкой крутой до моноклинали) в пределах одного крупного обнажения свидетельствуют, что относительно напряженная складчатость приурочена к разломам.

Надвиги и опрокидывание слоев в Рассошинской зоне Омудевского поднятия, приводимые как доказательство геосинклинальной природы этого района (Мерзляков и др., 1974), связаны с молодыми послегеосинклинальными движениями. По нашим наблюдениям, на р. Рассохе палеозойские и верхнеюрские породы смяты единообразно, причем палеозойские породы местами залегают на верхнеюрских. Верхнеюрские образования Гармычанского и Элегчанского грабенов Рассошинской зоны, являющихся своеобразными «аппендиксами» Момо-Зырянской впадины, смяты одновременно с верхнеюрско-нижнемеловой толщей Момо-Зырянской впадины (Чочиа и др., 1972). По свидетельству В. М. Мерзлякова, в Переправинском грабене Омудевского поднятия неогеновые отложения вдоль разломов стоят «на головах», что лишний раз подтверждает весьма молодой (послегеосинклинальный) возраст надвигания и смятия в пределах Омудевского поднятия и интенсивный характер новейших движений.

Как полагают противники Колымского массива, широкое развитие эвгеосинклинали подтверждается зональностью метаморфизма палеозойских пород (Мерзляков и др., 1974). Зональность определяется на-

личием метаморфизованных пород ордовика Рассошинской зоны, имеющих, кстати, ограниченное распространение (зона пренит-пумпеллитового метаморфизма) и метаморфизованных пород кенкельдинской толщи неизвестного возраста Алазейской зоны (зона зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма). Поскольку метаморфизм в обеих зонах имеет нерегиональный, «шлировый» характер, а возраст метаморфизованных пород и время метаморфизма не увязаны, доказательство такого рода звучит, конечно, не убедительно.

Для доказательства единства Алазейско-Олойского региона и его эвгеосинклинали происхождения нередко приводятся данные по состоянию аномального магнитного поля (Русаков, Виноградов, 1969; Шило и др., 1973; Шарковский, 1975). Однако анализ магнитометрических данных убеждает по меньшей мере в неоднозначности интерпретации аномального магнитного поля. Обращают на себя внимание следующие детали. Наиболее интенсивные положительные магнитные аномалии тяготеют к краям Алазейской зоны, окаймляя с юго-запада Алазейское поднятие, в пределах которого палеозойские и мезозойские осадочно-вулканогенные толщи выведены на поверхность. Восточная ветвь этой крупной положительной аномалии, имеющей подковообразную форму, занимает пространство между Алазейским и Приколымским поднятиями, захватывая краевую часть Приколымского поднятия, где на правом берегу р. Колымы установлены преимущественно верхнеюрские, а местами, возможно, палеозойские вулканогенные породы. Южная часть аномалии расположена в площади Зырянского прогиба Момо-Зырянской впадины и, по мнению В. А. Литинского, связана с особенностями строения древнего кристаллического фундамента. Северо-Западная ветвь аномалии расположена на площади между Алазейским поднятием и системой поднятий хребтов Селенняхского и Полоусного. На селенняхском поднятии она совпадает преимущественно с участками распространения рифейских и отчасти палеозойских терригенно-карбонатных пород.

Центральная часть Алазейской зоны, «эпицентр» эвгеосинклинали, выражена слабоаномальным, близким к нормальному магнитным полем с отдельными положительными и отрицательными аномалиями северо-восточного простирания. Сходную картину магнитного поля можно наблюдать в центральной части Омолонского массива, а также на севере Охотского массива за пределами массового распространения меловых эффузивов вулканогенного пояса. Несколько иной характер магнитного поля отмечается на территории Хромского массива. Здесь преобладают резкие положительные аномалии, которые, по-видимому, связаны с верхнеюрскими, нижнемеловыми и отчасти палеогеновыми вулканогенными породами, установленными в естественных обнажениях в юго-восточной части массива.

Ориентированные аномалии Алазейской зоны вблизи Олойской зоны срезаются или торцово причленяются к линейному переменному весьма интенсивному магнитному полю, которое протягивается на северо-запад до Ляховских островов. Отметим еще одно важное обстоятельство. В. А. Литинским показано, что гравитационные аномалии, характеризующие районы Селенняхского, Полоусного, Улахан-Сисского и Суор-Уятского поднятий, протягиваются далее к востоку дугообразной полосой почти до Березовской зоны и отделяют Алазейскую зону с севера и востока от Олойской зоны.

Дугообразная часть аномалии соответствует, вероятно, погребенному поднятию, в пределах которого можно предполагать развитие терригенно-карбонатных отложений палеозоя, пронизанных интрузиями гранитоидов. Таким образом, существующие геофизические данные, на наш взгляд, хорошо увязываются с идеей существования Колымского массива.

ВЫВОДЫ

1. Единая Алазейско-Олойская эвгеосинклиналичная система, соизмеримая с миогеосинклиналичными системами Северо-Востока СССР, не выделяется. Олойская и Алазейская зоны весьма существенно отличаются между собой по геологическому строению как палеозойских, так и мезозойских отложений.

2. Документированные фауной и флорой палеозойские отложения Алазейской зоны характеризуются относительно слабыми, негеосинклиналичными темпами седиментации. По сравнению с районами развития геосинклиналичного верхоянского комплекса зона занимала относительно приподнятое, геоантиклиналичное положение. Этот вывод подтверждают и другие показатели — обилие перерывов, значительная насыщенность большинства толщ грубообломочными породами, мелководность отложений.

3. Палеозойские толщи Олойской зоны не отличаются практически от синхронных образований Омолонского массива.

4. Мезозойский комплекс Олойской зоны по сумме геологических признаков характеризует зону как наложенную структуру типа тылового прогиба (Драновский, 1974₁). Верхнетриасовые отложения прогиба образуют граувакково-глинистую формацию, замещающую субфлишевые и граувакково-глинистые формации Анюйской и Чаунской зон. Весь последующий разрез мезозоя сложен нижнемолассовыми, вулканогенно-молассовыми, молассово-вулканогенными, порфиоровыми, порфирово-молассовыми и верхнемолассовыми формациями.

5. Мезозойские породы Алазейской зоны расчленяются на два комплекса. Нижний комплекс, сложенный верхнетриасовыми и нижнеюрскими отложениями, вместе с верхним палеозоем составляет чехол Колымского срединного массива. Среднеюрские, верхнеюрские и меловые породы образуют нижнемолассовые, молассово-вулканогенные и порфиоровые формации, накапливавшиеся в условиях геоантиклиналичной седиментации. Верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенные-молассовые и нижнемолассовые формации Момо-Зырянской тыловой впадины формировались в условиях синклиналичного режима. Верхнемеловые и кайнозойские верхнемолассовые формации Зырянского прогиба характеризуют уже послегеосинклиналичный этап развития Верхояно-Колымской системы.

6. Имеется еще ряд второстепенных признаков, которые косвенно свидетельствуют о существовании Колымского массива.

а) Концентрическое окружение складчатыми структурами мезозоид Колымского массива, который в современной рисовке выступает как нуклеарная структура.

б) Сходство магнитного поля Колымского массива с таковыми же других крупных массивов.

в) Существенно синклиналичный тип большей части так называемой Алазейско-Олойской эвгеосинклиналичной системы. Практически вся система оказалась закрытой молассовыми и вулканогенно-молассовыми формациями, тогда как в других районах Северо-Востока и Дальнего Востока СССР в эвгеосинклиналичных зонах преобладают структуры антиклинорного типа.

г) Общий характер расчлененности и амплитудности рельефа Алазейского плоскогорья чрезвычайно сходен с таковыми на Омолонском массиве и резко отличается от рельефа миогеосинклиналичных зон.

д) Разнообразный эффузивный магматизм, слабо развитый в районах распространения верхоянского комплекса, очень интенсивно и многофазно проявился практически на всех срединных массивах Востока СССР — Омолонском, Охотском, Буреинском, Ханкайском. То же можно сказать и об интрузивном магматизме, затронувшем все массивы.

Острая дискуссия по поводу Колымского массива, как это становится очевидным, уже выходит за рамки интересов региональной геологии

Северо-Востока СССР. Она делает необходимым коренной пересмотр взглядов о природе срединных массивов и качественных отличий их от других структур земной коры. Слишком уж долго геологи пытались определять геологическую сущность массивов, основываясь на признаках платформенных структур, и не замечать, насколько сильно меняется жесткая структура, окруженная геосинклиналью, насколько она перерождается в область интенсивной тектоники и высокого теплового режима. По существу срединный массив, особенно небольшой, выступает как своеобразное геоантиклинальное поднятие в геосинклинальной области (Драновский, 1974₃), а его склоны (борта) являются одновременно и склонами (бортами) геосинклинального бассейна. В краевых частях всех массивов и в зонах разрывов и интрузий породы, слагающие чехол массива, интенсивно смяты и местами сильно метаморфизованы.

Как известно, более или менее надежным критерием эвгеосинклинального режима является типичная кремнисто-вулканогенная формация в ассоциации с габбро-гипербазитовыми интрузиями и протрузиями. Однако известно уже немало примеров выделения кремнисто-вулканогенных формаций (спилит-кератофировой, спилит-диабазовой) путем «арифметического сложения» спилитов, кератофиров и кремней без учета вторичного, более позднего их происхождения в результате щелочного метасоматоза базальтов, андезитов и липаритов и гидротермального окремнения. Формально выделенные формации отражают смысл, искажающий существо явления.

Рассматривая в целом срединные массивы Востока СССР, можно видеть, что все они, несмотря на некоторые существенные различия, характеризуются рядом общим черт. В пределах массивов развит очень мощный и разнообразный эффузивный и интрузивный магматизм; вулканогенно-осадочные образования чехла в краевых частях массивов по вещественному составу, мощности, складчатости и степени метаморфизма мало или вовсе не отличаются от таковых же в пределах геосинклиналей; в силу высокого теплового режима, соизмеримого с геосинклинальным, неоднократного магматизма и метаморфизма континентальные и морские образования чехла могут и в пределах сводовых частей массива приобретать качества, наблюдаемые обычно в геосинклинальных зонах. Однако палеотектонический анализ позволяет выявлять признаки, присущие массиву: его приподнятое положение по отношению к примыкающим геосинклиналям; низкую скорость осадконакопления; более грубообломочный состав кластических образований; мелководный фациальный облик накоплений; обилие перерывов и несогласий; контрастный эффузивный и преимущественно кислый интрузивный магматизм; приразломный линейный и промежуточный типы складчатости.

Тыловые прогибы и впадины, например Олойский, Даубихинский, Момо-Зырянская нередко относят к структурам собственно геосинклинального происхождения (Тильман, 1973; Русаков, Виноградов, 1969). На наш взгляд, особые признаки таких структур можно объяснить достаточно просто. Если краевые прогибы занимают промежуточное положение между складчатой зоной и платформой и обладают качествами, промежуточными между платформой и геосинклиналью, то тыловые прогибы занимают промежуточное положение между складчатой зоной и срединным массивом.

Срединный массив — это, конечно, самостоятельная геотектоническая категория с особыми свойствами. Определить эти свойства — главная задача изучения массивов. И пока такая работа не проделана, попытки «открывать» и «закрывать» массивы в известной степени будут носить весьма субъективный характер.

Литература

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., ГОНТИ, 1941.
- Геология СССР, т. XXX, ч. 1 и 2, Северо-Восток. М., «Недра», 1970.
- Гребенников Г. А., Работнов В. Т., Спектор В. Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селенняхского кряжа.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докл. межведомств. стратиграф. совещ. Магадан, 1974.
- Гуляев П. В. Тектоника Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Довгаль Ю. М., Радзивилл А. Я., Титов В. А., Часовитин М. Д. К тектонике Олойско-Анюйского междуречья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Драновский Я. А. Типы отрицательных структур северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса и некоторые особенности их пространственного распространения.— В кн.: Особенности размещения тектонических структур нефтегазодонных областей СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 341. Л., «Недра», 1974₁.
- Драновский Я. А. Верхояно-Колымская складчатая система.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., «Наука», 1974₂.
- Драновский Я. А. Основные закономерности развития структур земной коры в позднем протерозое и фанерозое.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., «Наука», 1974₃.
- Мерзляков В. М., Терехов М. И., Бялбжеский С. Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Паракецов К. В. Стратиграфия и фауна верхней юры и нижнего мела бассейнов рек Большого Анюя и Еропола (северо-восточное Приколымье). Автореферат канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1968.
- Радзивилл А. Я. Тектоника Южно-Анюйского прогиба (Западная Чукотка). Автореферат канд. дис. Киев, 1970.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и многоэосинклинальная области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 15. Л., 1969.
- Русаков И. М., Бондаренко Н. С., Кореньков Г. П., Кац А. Г., Васильева Г. А., Николаев Ю. Т. Рабочая стратиграфическая схема палеозойских отложений Алазейского плоскогорья.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докл. межведомств. стратиграф. совещ., Магадан, 1974.
- Сакс В. Н. К тектонике северо-восточной Якутии.— Проблемы Арктики, № 5, 6. Л., Изд-во ГУСМП, 1938.
- Сеславинский К. Б. Тектоника Западной Чукотки. Автореф. канд. дис., МГУ, 1970.
- Сизых В. И. Формации, тектоника и история геологического развития Олойской складчатой зоны (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дис., Иркутск, 1973.
- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Хашн В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геология, 1960, № 11.
- Чочиа Н. Г., Баранова З. Е., Вольнов Д. А., Гольбрайх И. Г., Драновский Я. А., Ким Б. И. и др. Перспективы нефтегазоносности Зырянского прогиба.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 309. Л., 1972.
- Шарковский М. Б. Тектоника Колымо-Индибирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система—новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 5.

ВНИГРИ,
Ленинград

Статья поступила
10 марта 1976 г.

УДК 551.243(574.3)

Ю. А. СТРОКИН, Л. И. ФИЛАТОВА

О ДРЕВНЕМ СТРУКТУРНОМ ШВЕ В МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ДОКЕМБРИЯ УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

На западе Центрального Казахстана в сложноскладчатом комплексе докембрия Южного Улутау в восточном крыле Майтубинского антиклинория располагается долготно ориентированная, продольная по отношению к этой структуре зона древнего длительно жившего разлома, замаскированного последующей складчатой и разрывной тектоникой. Разлом имел определяющее значение в ограничении структурно-формационных зон протерозоя, а возможно, и архея. Вероятно продолжение глубинного разлома к северу и юго-востоку от района Южного Улутау.

В последние годы в связи с проведением детальных геологосъемочных и стратиграфических работ в Южном Улутау и разработкой общей корреляционной стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана, в которой район Улутау сыграл роль опорного для разреза метаморфического комплекса нижнего — среднего протерозоя (Филатова, 1970; Зайцев, Филатова, 1971, 1972; Зайцев и др., 1972, 1974), стало доступным изучение метаморфических толщ протерозоя с позиций формационного анализа. При этом наметились структурно-формационные зоны. В их разграничении в пределах Улутау важным оказалось выявление древнего структурного шва, замаскированного последующими тектоническими движениями.

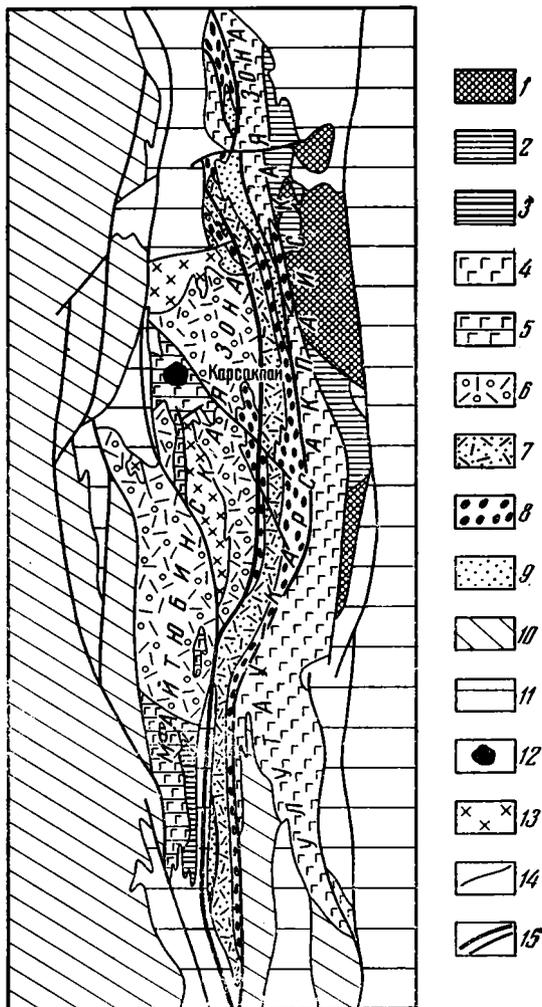
В современной структуре Южного Улутау в складчатом метаморфическом комплексе докембрия на сочленении Карсакпайского синклинория и Майтубинского антиклинория имеется система долготных разломов (рис. 1, 2). Среди них наиболее значительны два. Один проходит через меридиан пос. Карсакпай, а другой находится в 5—10 км западнее. Впервые на эти разломы обратил внимание М. С. Марков (1962). Этот автор считал западный разлом пограничным между Майтубинским антиклинорием и Карсакпайским синклинорием, а восточный — нарушающим Карсакпайский синклинорий примерно по его оси. В дальнейшем Ю. А. Зайцев и С. Б. Розанов (1971) выявили односторонность Карсакпайского синклинория, срезание у него западного крыла. Соответственно главным стал пониматься восточный из двух разломов, а западный рассматривался как осложняющий восточное крыло Майтубинского антиклинория.

Значительность восточного разлома в структуре складчатого комплекса докембрия Южного Улутау несомненна. Она подчеркивается еще и тем, что восточный разлом является долгоживущим. Сочленя карсакпайскую зеленосланцевую железорудную серию условного нижнего протерозоя и майтубинскую серию порфириидов среднего протерозоя, этот разлом вновь проявляет себя в перекрывающей обе серии верхнепротерозойской боздакской серии порфириидов, порфиритоидов и других пород. Что касается западного разлома, то, по мнению авторов настоящей работы, его роль не является только структурной, как это понимают

Ю. А. Зайцев и С. Б. Розанов¹. Западный разлом имеет большее геологическое значение, хотя и в ином выражении, чем предполагалось М. С. Марковым (1962, стр. 124). Этот разлом на большем своем протяжении от р. Белеуты к северу по крайней мере до широты пос. Карсакапай (более 100 км) наследует важнейшую структурную линию региона, которая нашла отражение в строении всего докембрия Улутау.

Рис. 1. Схематическая структурно-формационная карта докембрия Южного Улутау (Центральный Казахстан). Составлена Л. И. Филатовой с использованием материалов Ю. А. Зайцева, В. С. Милеева, С. Б. Розанова, О. В. Япаскурта и автора

1 — формации кристаллических сланцев архея (?) — нижнего протерозоя нерасчлененные (бектурганская серия); 2—3 — дацито-кератофировая порфиroidная формация нижнего (?) протерозоя: 2 — вулканогенно-осадочная градация (аралбайская серия), 3 — краевая вулканогенно-терригенная градация (нижняя кособинская свита и низы верхней кособинской свиты жийдинской серии); 4 — зеленосланцевая базальто-спилитовая джеспилитоносная формация нижнего (?) протерозоя (карсакапайская серия); 5 — краевая существенно терригенная градация зеленосланцевой формации (верхняя кособинской свиты жийдинской серии); 6—7 — группа порфиroidно-сланцевых формаций среднего протерозоя (майтюбинская серия) вместе с гранитами и гранитогнейсами среднего протерозоя: 6 — западная вулканогенно-полимикто-конгломератовая градация, 7 — восточная вулканогенно-олигомикто-песчаниковая градация; 8 — группа молассоидных вулканогенно-терригенно-сланцевых формаций верхнего протерозоя — белкудукская и карасайская свиты боздакской серии; 9 — карбонатно-филлито-кварцитовая формация (верхняя надьбайская свита боздакской серии); 10 — формации верхнего рифея — нижнего палеозоя, нерасчлененные, вместе с позднепротерозойским актасским комплексом гранитов; 11 — формации среднего палеозоя, нерасчлененные; 12 — среднепротерозойские (?) сенинты Карсакапайского массива; 13 — позднеордовикские гранитоиды; 14 — границы формаций и прочие геологические границы; 15 — главные разрывные нарушения (утолщенной линией показан разрыв, частично наследующий древний структурный шов)



Определяющая роль западного разлома в строении метаморфического комплекса Улутау устанавливается прежде всего при анализе размещения карсакапайской серии нижнего (?) протерозоя.

¹ Существенное значение этого разлома отмечалось лишь для каледонской истории, когда, по Ю. А. Зайцеву, он служил западным ограничением зоны складчатой переработки древнейших комплексов докембрия.

В осевой части Майтубинского антиклинория на всю анализируемую глубину (до 10 км) выявляются только породы, близкие по физическим свойствам гранитам и кислым вулканитам (см. рис. 2, зона I). По геологическим данным, здесь распространены кроме майтубинской серии подстилающая ее жийдинская серия липарито-дацитовых порфиroidов, blastsаммитовых альбитовых сланцев по дацитовому зернистым туффитам и туфам, кварцитов и других пород мощностью 3600 м. Широко проявлены также среднепротерозойские граниты и гранитогнейсы. Признаки присутствия зеленосланцевой карсакапайской серии, выделяющейся положительными гравитационными и магнитными аномалиями

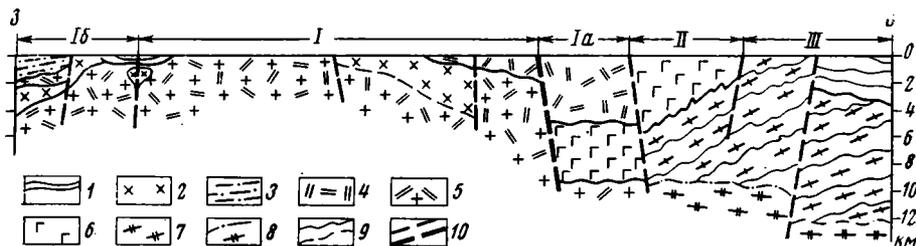


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез Южного Улутау (в 20 км южнее пос. Карсакапай). Составлен Ю. А. Строкиным с использованием геологических материалов Ю. А. Зайцева, С. Б. Розанова, В. С. Милеева и др. (горизонтальный масштаб равен вертикальному).

1 — терригенные и карбонатные толщи верхнего палеозоя; 2 — позднеордовикские гранитоиды; 3 — терригенные толщи верхнего протерозоя — кембрия; 4 — сланцево-порфиroidные толщи протерозоя Майтубинской антиклинория; 5 — то же, гранитизированные; 6 — зеленосланцевые железорудные толщи карсакапайской серии протерозоя; 7 — аралбайская серия метаморфических сланцев протерозоя и бектурганская серия кристаллических сланцев архея (?) — нижнего протерозоя; 8 — гранитизированные образования Улутауского антиклинория; 9 — границы между разноплотностными комплексами; 10 — разрывные нарушения: I—III — складчатые структуры докембрия; I — Майтубинский антиклинорий, ядерная часть; а — то же, восточное крыло; б — то же, западное крыло; II — Карсакапайский синклинорий; III — Улутауский антиклинорий. Утолщенной линией показан разлом, nasledующий древний структурный шов, разделявший структурно-формационные зоны протерозоя

ми, здесь неизвестны, хотя она ранее предполагалась в основании разреза (Зайцев, Филатова, 1971). Зеленосланцевые железорудные толщи карсакапайской серии устанавливаются на глубине лишь в восточном крыле Майтубинского антиклинория, ограничиваясь с запада анализируемой структурной линией и приключаясь через соседний восточный разлом к главной площади поверхностных выходов этой серии — смежного с востока Карсакапайского синклинория (см. рис. 2, зона I, а). Следует отметить, что из-за последующей разрывной тектоники в современной структуре восточного крыла Майтубинского антиклинория блоки с карсакапайской зеленосланцевой серией на глубине на видимом простирании сочетаются с блоками, имеющими строение, типичное для внутренних частей Майтубинского антиклинория — без зеленосланцевых толщ.

Зеленосланцевые железорудные толщи карсакапайской серии в восточном крыле Майтубинского антиклинория располагаются непосредственно под майтубинской серией. Жийдинская же серия, известная в подобном положении в Майтубинском антиклинории, в его осевой части здесь отсутствует. Это подтверждается расчетной мощностью лейкократовых толщ, перекрывающих карсакапайскую зеленосланцевую серию, которая не превышает общей мощности майтубинской серии.

Восточное крыло Майтубинского антиклинория по признаку проявления в разрезе зеленосланцевой карсакапайской серии и отсутствия жийдинской серии таким образом противопоставляются осевой части этого складчатого сооружения. В то же время этими чертами строения

разрез толщ восточного крыла Майтюрбинского антиклинория сближается с более восточной площадью — Карсакпайским синклинорием, точнее, с продолжением этой структуры в Северном Улутау. Здесь непосредственное залегание майтюрбинской серии на карсакпайской, минуя жийдинскую серию, известно в поверхностных выходах (правобережье р. Улькен-Сабасалды-Тургай). Создается впечатление, что различие разрезов приосевой части Майтюрбинского антиклинория и более восточной площади (восточное крыло Майтюрбинского антиклинория и Карсакпайский синклинорий) отражает структурно-фациальную обособленность и между толщами, залегающими ниже майтюрбинской серии, на этой территории могут быть стратиграфические связи. Сравнительный анализ разрезов показывает вероятность этого (таблица и рис. 3).

Большая, существенно вулканогенная часть жийдинской серии Майтюрбинского антиклинория рассматривается как стратиграфический аналог аралбайской серии Карсакпайского синклинория — дацито-кератофировой порфиroidной формации, которая подстилает карсакпайскую серию. В сложном сочетании первичновулканогенных и терригенных пород им одинаково свойственны вулканы дацито-кератофирового состава, существенно натровые по характеру щелочей. Такого типа вулканогенные образования в метаморфическом комплексе Улутау на других уровнях неизвестны. В противоположность аралбайской серии Карсакпайского синклинория, являющейся вулканогенно-осадочной градацией (собственно вулканогенная известна в Северном Улутау), рассматриваемая часть жийдинской серии представляет собой вулканогенно-терригенную краевую градацию. Последняя отличается меньшими мощностями, хотя отсутствие естественного низа разрезов делает это заключение условным. В ней более распространены и крупнее по характеру обломочного материала терригенные аллохтонные породы. Более проявлены также кислые липарито-дацитовые порфиroidы, чем собственно дацитовые, обычные для данной формации на остальной территории. В сочетании с вулканидами значительно ниже по разрезу появляются вулканомиктовые терригенные породы — продукты перемыва местных вулканидов, к тому же более переработанные. Различие заметно также по характеру базальтовых порфиroidов, концентрирующихся на отдельных стратиграфических уровнях, которые здесь имеют повышенную щелочность.

Верхняя существенно терригенная часть жийдинской серии в таком построении может отвечать карсакпайской серии и являться ее практически амагматическим стратиграфическим аналогом, хотя редкие порфиroidы и зеленые сланцы в ней имеются. Существенно кварцевым составом обломочного материала верхняя часть жийдинской серии (в объеме четвертой пачки, выделяемой В. С. Милеевым) близка кварцито-филлитовым пачкам карсакпайской серии, разделяющим, по Ю. А. Зайцеву и С. Б. Розанову (1971), пачки базальтовых порфиroidов. Своеобразная зеленоцветная окраска терригенных толщ жийдинской серии, всегда обращавшая на себя внимание, возможно, отражает примесь тонкозернистой базальтовой пирокластике, происходящей из соседнего района накопления вулканогенной карсакпайской серии. В таком сопоставлении верх жийдинской серии может отвечать только двум нижним свитам карсакпайской серии Карсакпайского синклинория. В верхней половине последней имеются породы, содержащие продукты перемыва пород Майтюрбинского антиклинория вплоть до архейского фундамента (Филатова, Япаскурт, 1972); этот район представлял собой во вторую половину времени накопления карсакпайской серии область размыва.

Соответственно указанным построениям намечаемая геофизическими данными западная граница площади распространения зеленосланцевых железорудных толщ карсакпайской серии вдоль разрыва в восточном

Схема стратиграфического расчленения метаморфических толщ нижнего (?) протерозоя Майтубинского антиклинория и Карсакапайского синклинория

Карсакапайский синклинорий²

Майтубинский антиклинорий ¹		Карсакапайская серия		
		Бнильская свита	Шагырлинская свита	
Жийдинская серия	верхняя кособинская свита	Пачка кварцитов и хлоритовых сланцев, 900 м	Пачка сланцев и кварцитов, 350—400 м	Болбраунская свита
		Пачка серицитовых и хлоритовых сланцев и порфиридов, 1000—1350 м	Пачка порфиритоидов, 450—550 м	
	нижняя кособинская свита	Пачка порфиридов и альбитовых сланцев, 1030 м	Пачка сланцев и кварцитов, 200—350 м	Бурмашинская свита
		Пачка порфиритоидов и кварцитов, 560—580 м	Пачка порфиритоидов, 400—550 м	
	Аралбайская серия		Пачка бластосаммитовых сланцев, 375 м	Унгуршатская свита
			Пачка серицито-альбитовых сланцев и порфиридов, 750 м	
			Пачка зеленых сланцев, 680 м	Кужарминская свита
			Пачка серицито-альбитовых сланцев, более 570 м	
			Пачка филлитов и серицито-альбитовых сланцев, 400 м	
			Пачка порфиритоидов и серицито-альбитовых сланцев, 200 м	Ишанская свита
		Пачка серицито-альбитовых сланцев, более 700 м		
	Пачка порфиридов и серицито-альбитовых сланцев, 900 м			
	Пачка графитовых сланцев, 300 м			
	Пачка серицито-альбитовых и хлоритовых сланцев, 800 м			
	Кентексайская свита кварцитов филлитов и мраморов, 1000 м			

¹ По В. С. Милееву (1970 г.) с дополнениями Л. И. Филатовой.

² Карсакапайская серия, по Ю. А. Зайцеву и С. Б. Розанову, аралбайская серия, по Л. И. Филатовой (1970 г.)

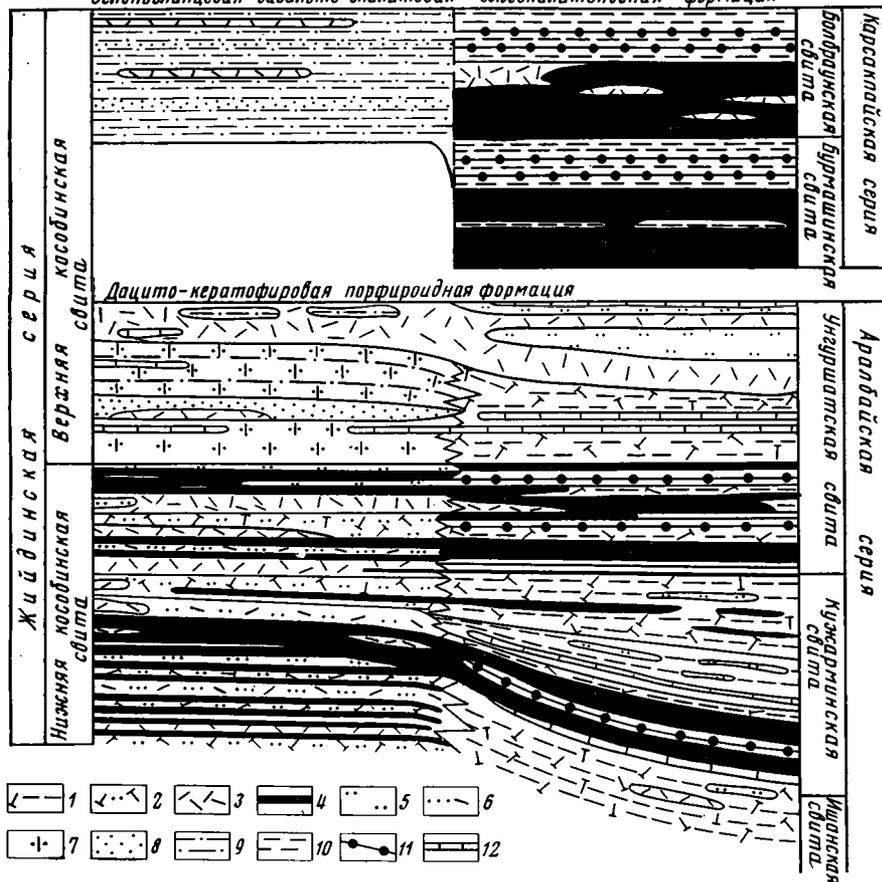


Рис. 3. Схема предполагаемого соотношения жийдинской серии Майтубинского антиклинория с аралбайской и карсақпайской сериями Карсақпайского синклинория. Составлена Л. И. Филатовой по результатам формационного анализа (отношение горизонтального масштаба к вертикальному 20 : 1). 1 — преимущественно микрозернистые эпидото-хлорито-кварцево-альбитовые, хлорито-серичито-альбитовые сланцы по пелитовым туфам и туффитам; 2 — бластосаммитовые эпидото-хлорито-кварцево-альбитовые, хлорито-серичито-альбитовые сланцы по туфопесчанникам и туфоалевролитам с дацитовым компонентом; 3 — дацит-липаритовые порфиroidы по кристаллокластическим туфам; 4 — базальтовые порфиroidы и зеленые сланцы; 5 — бластосаммитовые вулканомиктовые полевощпато-кварцевые сланцы; 6 — бластосаммитовые кварциты и кварцевые сланцы с примесью вулканомиктового кислого материала; 7 — бластосаммитовые серичито-хлорито-альбито-кварцевые сланцы с вулканомиктовым дацитовым материалом; 8 — бластосаммитовые кварциты и кварцевые сланцы; 9 — серичито-кварцевые, мелкобластосаммитовые и бластоалевритовые сланцы; 10 — филлиты и серичито-кварцевые бластоалевритовые и мелкобластосаммитовые сланцы; 11 — железистые кварциты; 12 — мраморы

крыле Майтубинского антиклинория, по-видимому, отражает их естественное ограничение. Разлом, осложняющий восточное крыло Майтубинского антиклинория, представляется наследующим древней структурный шов, который отвечал границе двух структурно-формационных зон во время накопления карсақпайской серии — западной Майтубинской и восточной — Улутау-Карсақпайской². Он ограничивал с запада геосин-

² Если иметь в виду более широкую площадь Центрального Казахстана, то восточную структурно-формационную зону правильнее именовать Улутау-Карсақпай-Бет-

клинальный трог, в котором интенсивно проявлялся основной вулканизм. Обновляясь в последовательные импульсы вулканических извержений, глубинный разлом являлся границей раздела площадей разного режима движения со значительно более активным погружением к востоку от него, способствовал оформлению Карсакпайского геосинклинального трога. При накоплении предшествующей дацито-кератофировой формации анализируемая меридиональная тектоническая линия ограничивала главную часть прогиба — Улутуа-Карсакпайскую зону — с разрезом мощностью до 7000 м в виде градаций вулканогенной (аралбайская серия Северного Улутуа) и вулканогенно-осадочной (аралбайская серия Южного Улутуа) от краевой западной вулканогенно-терригенной градации Майтйюбинской зоны (жйдинская серия Южного Улутуа). Особенности состава дацито-кератофировой сланцевой формации по разные стороны от глубинного шва свидетельствуют о различиях тектонического режима при ее накоплении с менее активным прогибанием в западной части бассейна — к западу от анализируемой структурной линии по сравнению с восточной территорией. В направленности режима движений при этом выявляется определенное сходство со временем образования базальто-спилитовой джеспилитоносной формации (карсакпайской серии).

Существование глубинного разлома, по-видимому, имело место и в более ранней геологической истории, на что указывают различия в фундаменте, подстилающем толщи нижнего протерозоя. Породы основания Майтйюбинской зоны известны лишь по продуктам перемыва. В их числе были широко распространены, по крайней мере на территории, примыкающей к Улутуа, крупнозернистые двуполевошпатовые граниты, которые обильно представлены в обломочном материале всех серий метаморфического разреза протерозоя Южного Улутуа, начиная с карсакпайской, при несомненно западном, юго-западном источнике размыва (Филатова, Япаскурт, 1971). В пределах Улутуа-Карсакпай-Бетпакадлинской зоны фундамент иной, сложен самой молодой из комплекса архея бектурганской серией кристаллических сланцев первично песчано-глинистых отложений с пачками амфиболитов вулканогенной природы. Граниты здесь, несмотря на большую площадь выходов архея, неизвестны. Породы фундамента по разные стороны от анализируемого глубинного шва имеют, кроме того, различия в последующей переработке. В то время как к востоку от разлома архейские толщи подвергнуты плагιοгранитизации, особенно в виде метасоматических плагιοгнейсов, западнее такие образования отсутствуют. Лишь альбитизация первичного калиевого полевого шпата в гранитах фундамента Майтйюбинской зоны может отражать здесь этот процесс, но масштабы его несравнимо меньшие по отношению к восточной зоне. По-видимому, намечаемая структурная линия служила ограничением глубинной переработки комплекса основания — натриевого метасоматоза и плагιοгранитизации, которые предшествовали и сопровождали развитие раннепротерозойского геосинклинального трога с дацито-кератофировой порфиroidной и зеленосланцевой базальто-спилитовой формациями (Филатова, 1972).

Глубинный разлом в западной части Улутуа продолжал существовать и в среднем протерозое, когда накапливалась майтйюбинская серия. Будучи сложной на 60—70% липаритовыми порфиroidами, она различается по разные стороны от наметившегося глубинного разлома, соответственно чему выделяются две градации. Майтйюбинская серия в западной градации, в Майтйюбинской зоне, отличается от своих аналогов на восточной площади присутствием на ряде уровней полимиктовых конгломератов, в том числе валунных, содержащих граниты — продукт размыва архейского фундамента Майтйюбинской зоны. В ней часты несогла-

пакдалинской, поскольку близкий разрез фрагментами распространен и значительно восточнее вплоть до восточной Бетпакадалы.

сия со значительным срезанием подстилающих толщ. При суммарной мощности в 10 000 м реальные разрезы резко колеблются, уменьшаются до 3000 м. На восточной территории — в Улутау-Карсакпай-Бетпақдалинской зоне — порфириды дополняются лишь blastsаммитовыми сланцами — продуктами перемыва кислых вулканитов, вероятно, в значительной мере привнесенных из Майтүбинской зоны. Таковы разрезы в Северном Улутау (унгулинская свита), на Сарысу-Тенизском водоразделе (байсайская, каракопинская и опарская свиты (Филатова, 1970)). Хотя они представляют фрагменты майтүбинской серии, но наиболее мощные из них (до 3000 м, Сарысу-Тенизский водораздел) лишены несогласий, представляют собой структурно единые толщи.

Восточная градация имеет фундаментом, вероятно, главным образом зеленосланцевую карсакпайскую серию. Типичным районом для этих соотношений является Северный Улутау. Западная градация, подстилается жийдинской серией — стратиграфическим аналогом аралбайской и нижней половины карсакпайской серии в краевых фациях, западнее, вероятно, выходит на архейский фундамент.

Сравнение толщ, непосредственно примыкающих к зоне разлома, удается провести лишь для кумолинской свиты (рис. 4, 5), так как по восточную сторону разлома более глубокие части разреза не выходят на поверхность. Используя стратиграфические материалы О. В. Япаскурта, мы проанализировали строение разрезов свиты с учетом характера подстилающих толщ по геофизическим данным — присутствия или отсутствия на глубине карсакпайской зеленосланцевой серии. При этом выявилось различие разрезов в зависимости от положения по отношению к анализируемому структурному шву. Более четко это устанавливается для нижней кварцито-филлитовой пачки. Разрезы с повышенными (до 1300 м) мощностями и преобладанием тонкозернистых терригенных пород — филлитов по сравнению с blastsаммитовыми серицито-кварцитовыми сланцами свойственны участкам к востоку от разлома, где в их основании имеется карсакпайская серия. На участках же отсутствия карсакпайской серии, западнее разлома, терригенные члены разреза более грубозернисты, свита сокращена в мощности (до 7000 м), в ней появляются внутренние размывы. Переход между этими типами разрезов совершается на расстоянии первых километров. Для широты пос. Карсакпай, где развиты оба типа разрезов, такие соотношения и направленность изменения отмечались О. В. Япаскуртом (1969). На остальной площади из-за последующей разрывной тектоники участки с разными типами разрезов оказываются на видимом простирании друг друга, что создает ложное впечатление изменчивости толщи по простиранию, мешает установлению широкой зональности.

Заметны различия в строении разрезов, приближенных к разлому и более отстоящих от него, и в пределах самой Майтүбинской зоны. К западу от этой линии происходит уменьшение полноты разреза, усиление срезания толщ, некоторых — до полного выклинивания. Если мощность восточных разрезов серии составляет до 9000 м, то западных сокращается до 6000, местами 3000 м. Имеется мнение о связи этих изменений с формированием Майтүбинского антиклинория (Павлова, 1962; Милеев, 1972). Однако помимо такой зависимости устанавливается меньшая полнота западного крыла по сравнению с восточным (на 3—5 км). В общей мозаике фациальных изменений наиболее заметны различия в широтном направлении. Внизу разреза в жаункарской свите в крайних западных выходах появляются конгломераты с галькой древнейших гранитов и кислых вулканитов, исчезающие к востоку еще в пределах западного крыла антиклинория. На западе более представительны и грубее по размерности обломочного материала терригенные интервалы разреза. Очевидно, это отражает более общую закономерность палеотектонического и палеографического характера, обусловленную положением

разрезов в Майтютинской структурно-формационной зоне по отношению к ее восточному ограничению — все тому же глубинному шву.

Майтютинской зоне в среднем протерозе был свойствен геоантиклинальный режим, более резко выраженный на большем удалении к западу от глубинного разлома, ограничивающего эту зону. Восточная же Улутау-Карсакпай-Бетпақдалинская зона имела устойчивый режим прогибания, куда сносились продукты перемыва кислых вулканитов, происходившего в момент высокого стояния Майтютинской зоны. Особенности тектонического режима двух зон, по-видимому, проявлялись и при складчатости, завершившей формирование майтютинской серии, сопровождавшейся гранитизацией (образование калишпатовых гранитогнейсов с возрастом не менее 1700—1800 млн. лет). Структурный шов при этом ограничивал с востока наиболее активную зону растущего Майтютинского антиклинория с интенсивной гранитизацией.

Влияя на тектонический режим и характер формирующихся геологических образований в двух последовательных стадиях — в раннем протерозе — стадии геосинклинального трога, а в среднем протерозе — стадии, близкой к орогенной, рассматриваемый структурный шов имел несколько различную роль. В ранней стадии он практически ограничивал область осадконакопления, по крайней мере для зеленосланцевой железорудной карсакпайской серии в ее обычном вулканогенном типе разреза, определял границу геосинклинального трога, его главной активно развивающейся части. В средней же стадии структурный шов находился внутри бассейна, разделяя его на части с разным режимом движений и осадконакопления. Являясь длительно живущим, глубинный разлом в течение раннего — среднего протерозоя, возможно, не оставался строго в одной плоскости, но вряд ли смещения были существенны. Градиент тектонических движений по разные стороны разлома изменялся, но общая направленность движений сохранилась. Восточной зоне по отношению к западной всегда было свойственно более активное прогибание.

Существенной была роль рассматриваемого структурного шва также в последующей геологической истории докембрия.

Завершающая метаморфический комплекс Улутау боздакская серия верхнего протерозоя, большая часть разреза которой (до 1800 м), по данным О. В. Япаскурта (1971), имеет моласоидные черты, также характеризуется широтной зональностью. Вблизи линии, примерно отвечающей положению рассмотренного глубинного шва, в базальной части серии сосредоточены базальтовые порфиритоиды, которые в стороны от него замещаются конгломератами с галькой и валунами пород подстилающих майтютинской и карсакпайской серий. Испытав оживление в эту стадию развития региона, древний глубинный шов вместе с новыми разломами способствовал оформлению грабенообразного прогиба, выполнявшегося вулканогенно-терригенной моласоидной формацией. Глыбовые движения предшествовали и заложению прогиба. Именно тогда, вероятно, образовался разлом, параллельный рассматриваемой глубинной линии, нарушивший сочленение Майтютинского антиклинория и Карсакпайского синклинория, установленный Ю. А. Зайцевым и О. В. Япаскуртом. В дальнейшем при расширении бассейна к востоку, структурный шов; по-видимому, входил в систему разломов, располагавшихся по периферии прогиба.

После накопления вулканогенно-терригенных моласоидных толщ рассматриваемый структурный шов проявлял себя в основном перед отложением надырбайской кварцито-филлитовой свиты боздакской серии, которая в крайних западных выходах залегает с большим несогласием, чем непосредственно у разлома (на майтютинской серии, минуя нижние толщи боздакской серии). Сама же надырбайская свита мало меняется на площади.

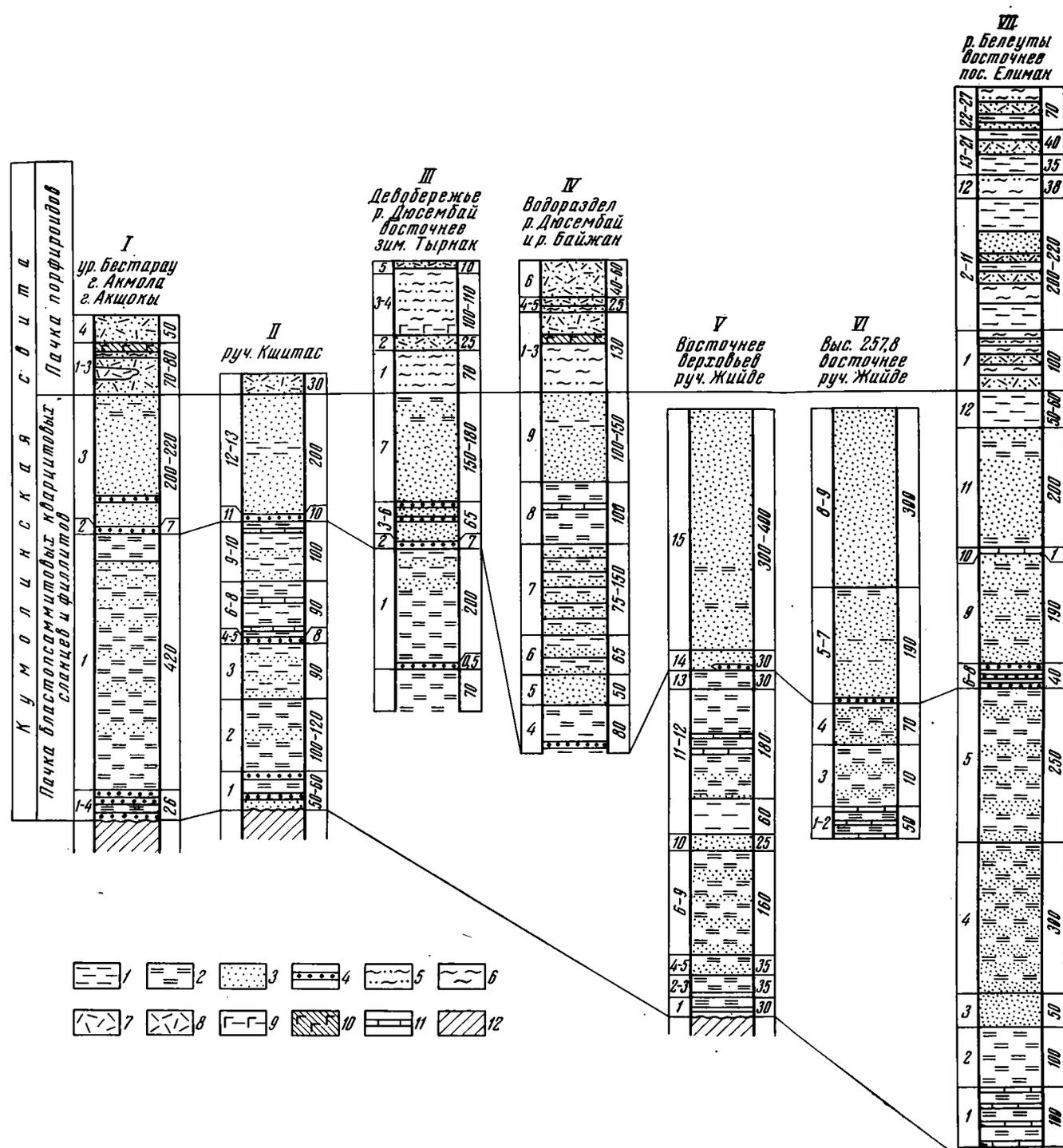


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов кумолинской свиты. Составлена О. В. Япаскуртом. 1 — филлиты; 2 — графитистые филлиты; 3 — кварцевые, серицито-кварцевые, хлорито-серицито-кварцевые и карбонатно-кварцевые blastosammitovye slantcy; 4 — blastosammitovye кварциты; 5 — полевошпато-серицито-кварцевые blastosammitovye slantcy; 6 — серицито-кварцево-полевошпатовые сланцы; 7 — порфиронды по туфам; 8 — порфиронды по лавам; 9 — зеленые сланцы; 10 — порфиритонды по лавам и туфам; 11 — мраморы; 12 — нижележащие толщи майтубинской серии

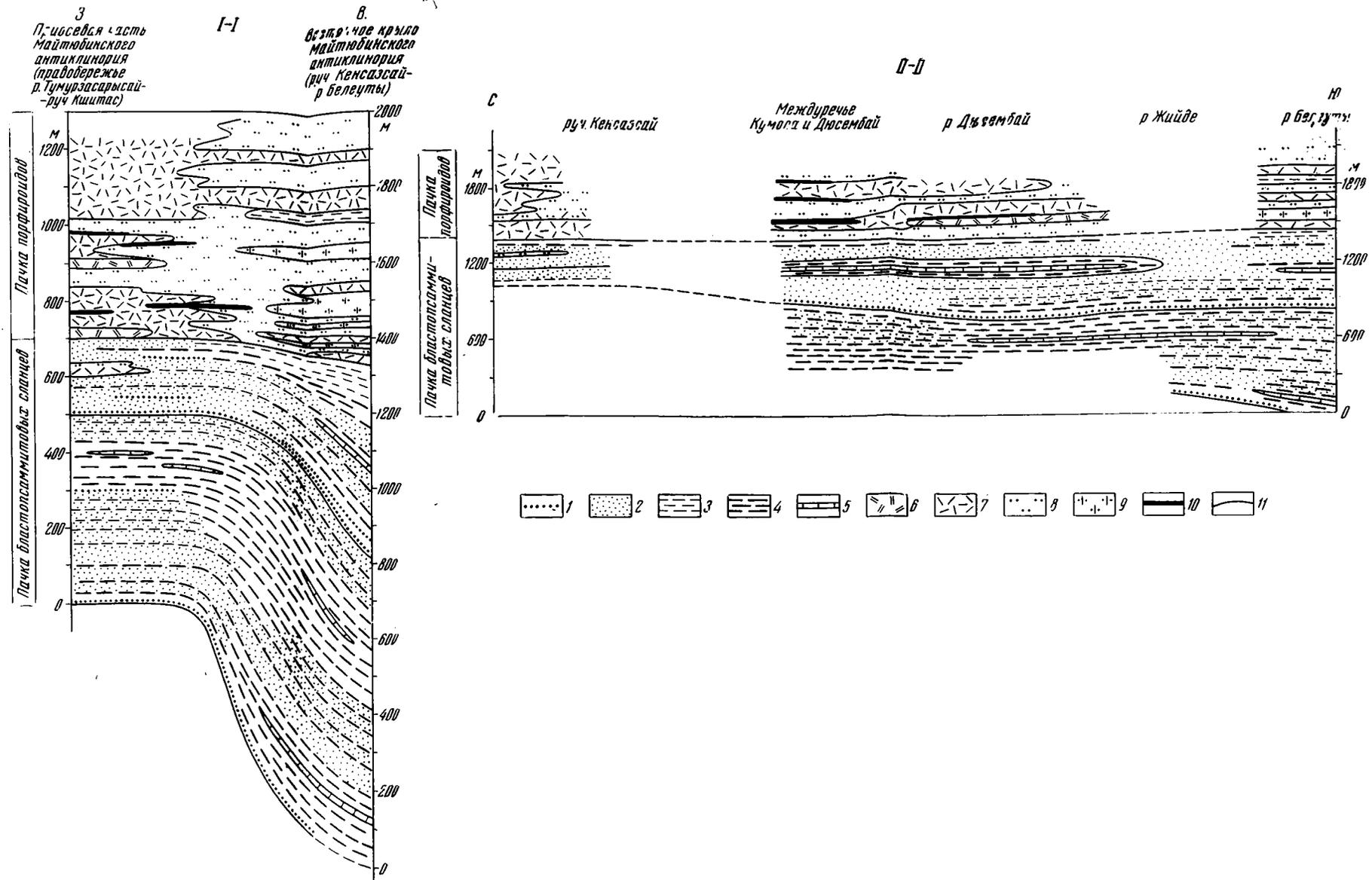


Рис. 5. Схема строения кумолинской свиты майтубинской серии среднего протерозоя на сочленении Майтубинской и Улуту-Карсакапайской зон. Составлена Л. И. Филатовой по результатам формационного анализа с использованием стратиграфических материалов О. В. Япаскурта. I—I — поперечный разрез, западная часть которого отвечает участкам, имеющим под майтубинской серией карсакапайскую зеленосланцевую серию (колонки I, V—VII, рис. 4), восточная — участкам с лейкократовым фундаментом, колонки II—IV, рис. 4); II—II — продольный разрез (соотношение горизонтального масштаба к вертикальному 20:1): 1 — blastosammitovye кварциты; 2 — blastosammitovye серицито-кварцевые сланцы; 3 — филлиты; 4 — графитистые филлиты; 5 — мраморы; 6 — порфиронды по лавам, 7 — порфиронды по кристаллокластическим туфам; 8 — blastosammitovye вулканомиктовые кварцево-полевошпатовые сланцы; 9 — blastosammitovye сланцы с субграувакковым цементом; 10 — базальтовые порфиритонды и зеленые сланцы; 11 — геологические границы (достоверные и предполагаемые) стратиграфических пачек и породных ассоциаций

Рассмотренный структурный шов, по-видимому, проявлял себя не только в Южном Улутау. Он продолжался на север, несколько отклоняясь к западу. Известные в Северном Улутау крайние западные выходы докембрия — аналоги майтюбинской серии среднего протерозоя и белеутинской серии верхнего протерозоя — имеют разрезы, типичные для восточной Улутау-Карсакпай-Бетпакадалинской зоны. Положение ограничивающего ее с запада разлома следует предполагать в восточном борту Тургайского прогиба. Вероятно продолжение структурного шва также к юго-востоку. По геофизическим данным (Н. Я. Кунин, И. К. Пушкикарев, В. Н. Любецкий и др.) и материалам бурения, любезно предоставленным нам А. Б. Ли (Геологический институт им. К. И. Сатпаева АН Казахской ССР), в Чуйской впадине выявляются аналоги бектурганской серии кристаллических сланцев архея (?) — нижнего протерозоя и карсакпайской зеленосланцевой серии нижнего протерозоя (?) в разрезах, обычных для восточной зоны. С юго-запада к этой зоне примыкают площади, которые, как известно, по характеру верхнепротерозойских образований всегда сопоставлялись с западными разрезами Улутау и более северных районов. Однако древний структурный шов здесь срезан более молодой тектонической линией — Главным Каратауским разломом, который в значительной мере сузил южное — юго-восточное продолжение Майтюбинской зоны, фрагментами намечающееся в пределах Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня.

Литература

- Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Ступникова Н. И., Траянова М. В., Филатова Л. И. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8.
- Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И., Шлыгин Е. Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, «Наука», 1974.
- Зайцев Ю. А., Розанов С. Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклиория в Южном Улутау. Материалы по геологии Центрального Казахстана, Вопросы геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана).— Материалы по геологии Центрального Казахстана, Вопросы геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1972, № 4.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклиория. Тр. ГИН, вып. 72. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Милеев В. С. Тектоника протерозойского Майтюбинского антиклиория и кинематические условия формирования метаморфической складчатости.— Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1972.
- Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутау. Тр. ГИН АН СССР, вып. 101. М., «Наука», 1964.
- Филатова Л. И. Особенности развития раннепротерозойской геосинклинали Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Филатова Л. И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия.— Вестн. МГУ. Геология, 1970, № 2.
- Филатова Л. И., Япаскurt О. В. О протерозойских конгломератах Южного Улутау.— Материалы по геологии Центрального Казахстана. Вопросы геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Япаскurt О. В. К стратиграфии боздакской серии докембрия Южного Улутау.— Материалы по геологии Центрального Казахстана, Вопросы геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Япаскurt О. В. Об особенностях строения первичнообломочных толщ докембрия на восточном крыле Майтюбинского антиклиория.— Тез. докл. IV науч. отчетн. конф. геол. фак-та. Изд-во МГУ, 1969.

УДК 551.242.3(235.211)

С. В. РУЖЕНЦЕВ, И. И. ПОСПЕЛОВ, А. Н. СУХОВ
ТЕКТОНИКА КАЛАЙХУМЬ-САУКСАЙСКОЙ ЗОНЫ
СЕВЕРНОГО ПАМИРА

Устанавливается, что венд — девонские терригенно-карбонатные образования не являются фундаментом, на котором формировались нижнекаменноугольные эвгеосинклинальные серии; в современной структуре Юго-Западного Дарваза породы венда — девона слагают крупные аллохтонные массы, шарьированные с юга на нижнекаменноугольные вулканиты. В турнейский (?) и визейский века здесь существовал эвгеосинклинальный прогиб, который в намуре начинает закрываться с образованием островной дуги. В башкирский век с юга (Курговатский микроконтинент) происходит срыв и шарьирование терригенно-карбонатных пород венда — девона с формированием олистостромов.

Северный Памир занимает особое место в структуре Высокой Азии. По особенностям своего тектонического развития он часто сопоставляется с варисцидами Южного Тянь-Шаня (Власов, 1961; Власов, Тарасенко, 1970). Вместе с тем по ряду признаков и в первую очередь по положению в региональной структуре он включается в систему складчатых сооружений Памира (Муратов, Архипов, 1961). Роль альпийских деформаций разными авторами оценивается здесь различно. Однако до последнего времени считались общепризнанными представления о том, что в отличие от Центрального и Южного Памира, где дислокации типа надвигов, покровов, альпинотипных складок играют большую роль, Северный Памир характеризуется блоковой структурой (Бархатов, 1963).

Район Юго-Западного Дарваза является ключевым для понимания структуры и тектонического развития Северного Памира. Он сравнительно доступен, прекрасно обнажен. Именно здесь на относительно небольшой площади, как казалось, в ясных стратиграфических и структурных соотношениях сосредоточены метаморфические (включая гнейсы и граниты) серии (Рст), платформенные известняково-терригенные отложения (V—D) и офиолиты (С₁). Именно здесь поэтому была разработана схема тектонического развития, наиболее полно изложенная в работах Н. Г. Власова (1961; Власов, Тарасенко, 1970) и Б. П. Бархатова (1963), которая сводится к выделению ранне- и среднепалеозойского платформенного и собственно геосинклинального (начиная с раннего карбона) этапов. При этом предполагается, что вулканиты накапливались на платформенном основании, выполняя отдельные сравнительно узкие прогибы, образовавшиеся в результате неравномерного опускания блоков гранито-гнейсового основания.

Существует несколько схем тектонического районирования Северного Памира. Несмотря на некоторые отличия, все они сводятся к выделению серии зон (блоков), относительно вертикальное перемещение которых привело к более или менее заметным отличиям в их разрезе. Вслед за Б. П. Бархатовым (1963) и Н. Г. Власовым (1963) мы различаем здесь с севера на юг следующие структурно-формационные зоны: Дарваз-Заалайскую, Калайхумь-Сауксайскую, Курговатскую, Каракульскую и Дарваз-Сарыкольскую, Курговатская и, по-видимому, Дарваз-

Заалайская в раннем карбоне представляли собой относительно поднятые геоантиклинальные структуры. Остальные были областью накопления более или менее мощных вулканогенно-осадочных серий. Все зоны разделялись глубинными разломами древнего заложения.

Настоящая работа посвящена тектоническому строению Калайхумб-Сауксайской зоны, в пределах которой разнообразные вулканы распространены наиболее широко. По нашему мнению, она состоит из двух подзон: внешней — собственно Калайхумбской и внутренней — Висхарвской.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Юго-Западного Дарваза отложения Висхарвской подзоны обнажаются в бассейнах рек Обизанки и Висхарви. В основании разреза залегает толща (до 2500 м) кварцевых, кварцево-полевошпатовых песчаников и глинистых сланцев висхарвской свиты (V—O). Выше с постепенным переходом следует толща (до 1500 м) преимущественно карбонатных пород дикзанкоуской свиты (S—D). В основании ее расположены глинистые сланцы и известняки нижнего силура, вверху — массивные известняки и доломиты верхнего силура — девона (Власов, 1961; Кафарский, 1963). Последние трансгрессивно перекрыты толщей (до 1000—1500 м) туфосланцев, туфов, лав и субвулканических тел дацито-липаритового состава, содержащих прослойки и линзы известняков (сауксайская свита). Ее возраст определяется как турне-визейский (Сорокин, 1963). Трансгрессивно выше залегают известняки (С₂₋₃?, мощность до 200 м) и флишеподобные терригенные породы (P₁, мощность до 2000 м).

Существуют представления (Власов, 1961; Бархатов, 1963; Власов, Гниловский, 1970), что указанные отложения накапливались на докембрийских образованиях баршитской серии. Мы имели возможность осмотреть опорные обнажения, где Н. Г. Власов отмечает трансгрессивное с базальным конгломератом налегание висхарвских сланцев на докембрийские породы. Повсеместно контакты здесь тектонические. Так, например, в районе кишлака Уморак Н. Г. Власов (Власов, Гниловский, 1970, стр. 91) принял за конгломераты пласт серпентинитовых брекчий. В районе кишлака Джорф, где предполагается трансгрессивное налегание эффузивов сауксайской свиты на баршитские гнейсы, за эффузивы приняты апоультрабазитовые тальковые и тальково-хлоритовые сланцы. По нашему мнению, породы баршитской серии вообще на территории Калайхумб-Сауксайской зоны отсутствуют, обнажаясь только в пределах Курговатской. Наоборот, в пределах последней отсутствуют отложения висхарвской и дикзанкоуской свит.

Следовательно, неизвестны породы, стратиграфически подстилающие рассмотренные отложения, т. е. вопрос об основании, на котором они формировались, до сих пор остается открытым.

В пределах собственно Калайхумбской подзоны (бассейн: р. Обихумбоу и правых притоков Пянджа ниже поселка Калайхумб) преимущественно развиты разнообразные, в том числе и основные, эффузивы каменноугольного возраста. Считается, что они трансгрессивно перекрывают девонские известняки (Власов, 1961; Бархатов, 1963; Пыжьянов, 1964). По нашему мнению (Руженцев, 1976₁), картина как раз обратная. Ниже мы специально остановимся на этом вопросе. Сейчас же отметим, что основание вулканогенной серии здесь не вскрыто. Структурно она подстилается серпентинитовым меланжем, по-видимому, представляющим собой тектонизированный меланократовый фундамент Калайхумбской подзоны.

Выше меланжа залегает очень сложно построенная, фациально изменчивая толща, в пределах которой нами выделяются отложения трех возрастных комплексов (рис. 1).

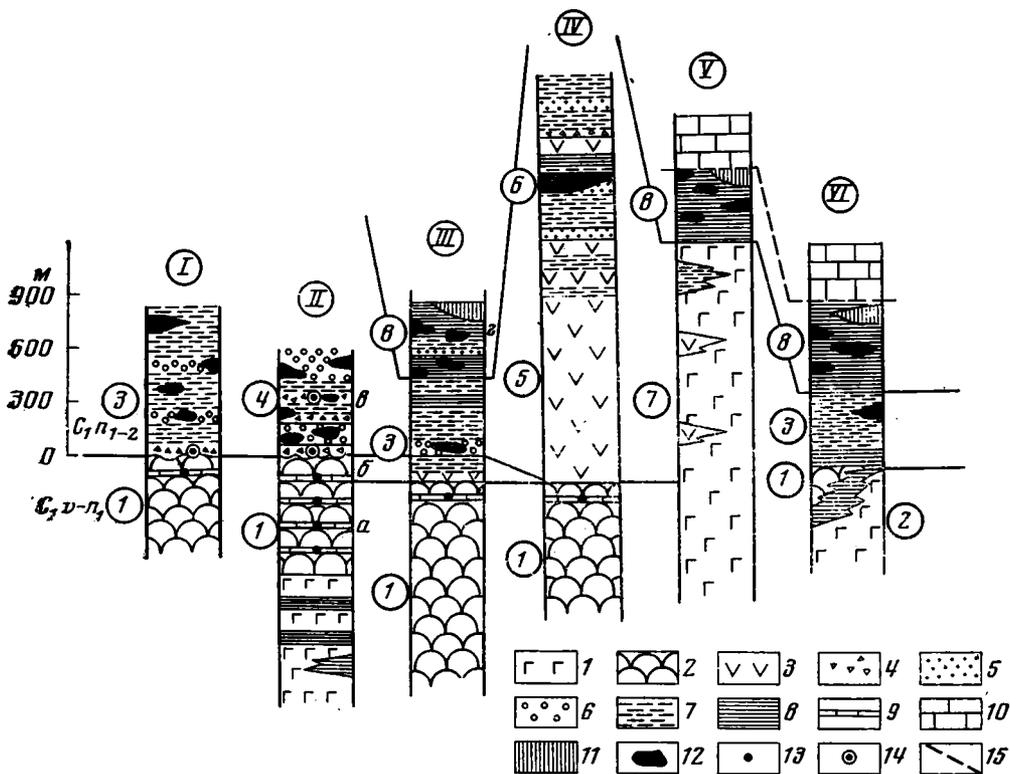


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов каменноугольных отложений Юго-Западного Дарваза

1 — толеитовые базальты; 2 — высокоглиноземистые базальты; 3 — андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты; 4 — вулканомиктовые конгломераты; 5 — вулканомиктовые песчаники и гравелиты; 6 — известняковые конгломераты; 7 — туфы кислого и среднего состава; 8 — аргиллиты; 9 — известняки (C_1); 10 — известняки (S—D); 11 — олистолиты известняков (S—D); 12 — олистолиты известняков (C_1); 13 — места сбора гониатитов; 14 — то же (в перетолженном положении); 15 — разломы.

Обозначения на рисунке: I—VI — местоположение разрезов (I — верховья р. Хырсарды; II — среднее течение р. Хырсарды; III — сай Валуныи; IV — правобережье р. Пяндж ниже поселка Калайхумб; V — массива Аспандоу; VI — правобережье р. Обихумбоу); цифры в кружках: 1—2 — отложения нижнего комплекса ($C_{1t}^?$ — p_{1a} , местами p_{1b}); 1 — фашия толеитовых базальтов; 2 — фашия черных базальтов и сланцев (калайхумбская); 3—7 — отложения среднего комплекса (C_{1p1b} — p_2); 3 — обимангитская фашия; 4 — хырсардинская фашия; 5—6 — ушхарвская фашия (5 — преимущественно лавовая, 6 — туфовая); 7 — аспандоуская фашия; 8 — отложения верхнего комплекса (C_{1p2} — $C_2^?$)

Нижний комплекс (C_{1t} — p_{1a}) представлен мощной толщей черных пиллоу-лав базальтового состава (соответствует калайхумбской свите Н. Г. Власова). Покровы мощностью 0,5—100 м переслоены черными глинистыми, глинисто-кремнистыми или известковисто-глинистыми аргиллитами и кварцевыми алевролитами. Иногда базальты слагают большую часть разреза, образуя сплошные гряды мощностью до 1,5—2 км, иногда же целиком замещаются относительно маломощными терригенными осадками. Последние в этом случае выполняют отдельные ванны, располагавшиеся между такими грядами.

Начиная с позднего визе, в северо-западной части подзоны выше черных базальтов и сланцев накапливается толща (до 800 м) фиолетовых пиллоу-лав, переслоенных розовыми известняками, содержащими обильные остатки аммоноидей нижнего наюрю. Сборы остатков аммоноидей сделаны нами во многих пунктах района; однако наиболее полными они оказались в бассейне р. Хырсарда. Здесь примерно в 400 м выше подо-

швы фиолетовых лав собраны *Prolecanites sp.*, *Dombarocanites catillus* R. et. B., *Megapronorites saktmarensis* Ruzh., *Platygoniatites omniliratus* R. et. B., *Dombarites falcatooides* R. et. B., *D. linteroides* R. et. B., *Pachylyroceras constrictum* R. et. B., *Lyrogoniatites undicator* R. et. B., *Lusitanites subcircularis* (Miller) (определения В. Е. Руженцева и М. Ф. Богословской), указывающие на нижнеамюрский возраст вмещающих пород (С_{1п1а}). Примерно в 150 м выше по разрезу нами собраны *Epicanites aktubensis* (Ruzh.), *Uralopronorites mirus* Libr., *Platygoniatites nudus* R. et. B., *Dombarites tectus* Libr., *D. paratectus* R. et. B., *Cravenoceras crassum* R. et. B., (С_{1п1б}). Следует сказать, что только в отмеченном участке фиолетовые лавы охватывают возрастной интервал до зоны *b* намюра включительно. Во всех других местах разрез заканчивается отложениями зоны *a*.

В юго-восточной части района в позднем визе — раннем намюре (зона *a*) продолжали накапливаться черные пиллоу-лавы и аргиллиты.

Средний комплекс (С_{1п1б}—п₂) представлен исключительно пестрым в фациальном отношении комплексом пород. В пределах северо-западной части района выделяются четыре типа отложений.

1. Конгломераты вплоть до валунных, вулканомиктовые песчаники и гравелиты, лито- и кристаллокластические туфы кислого и среднего состава (см. рис. 1, разрез II). Изредка встречаются покровы липаритов и дацитов, мощность 600—700 м. В конгломератах по составу обломков различаются существенно известняковые и вулканомиктовые разности. Первые образованы галькой турнейских, визейских и намюрских известняков. Именно к этим горизонтам приурочена основная масса глыб (размером до 100 м, иногда и более) тех же известняков. Вторые сложены галькой и глыбами фиолетовых базальтов, андезитовых порфиритов, дацитов и липаритов, а также розовых известняков, содержащих остатки аммоноидей (*Dombarites sp.*, *Megapronorites sp.*) (С_{1п1}). Рассматриваемая толща соответствует хырсаринской свите И. В. Пыжьянова, 1964) представляет собой олистостром. Олистолиты различной формы, ориентированы в разных направлениях, сравнительно редко залегающая параллельно слоистости вмещающих отложений.

2. Кристалло- и литокластические туфы дацитов и липаритов, вулканомиктовые песчаники и гравелиты, реже покровы андезитов, дацитов и липаритов, характерно присутствие прослоев пепловых туфов кремнистых туффитов и аргиллитов (мощность до 2000 м; см. рис. 1, разрез I). Здесь также появляются горизонты вулканомиктовых песчаников, в которых расположены глыбы известняков (С_{1т—п}). Указанная толща соответствует обимангитской свите И. В. Пыжьянова (1964).

3. Порфириты андезитового и андезито-дацитового состава, кварцевые порфиры и их лавобрекчии. В подчиненном количестве присутствуют вулканомиктовые песчаники, туфы, туффиты, аргиллиты. Вверх по разрезу существенно лавовая серия сменяется преимущественно туфами и вулканомиктовыми обломочными породами (см. рис. 1, разрез IV). Суммарная мощность 2500—3000 м. Толщина соответствует ушхарвской свите Н. Г. Власова (1961).

4. Базальтовые порфириты массива г. Аспандоу (см. рис. 1, разрез V). Внешне они ничем не отличаются от фиолетовых пиллоу-лав нижнего комплекса (аспандоуская свита Н. Г. Власова).

На территории юго-восточной части подзоны разрез существенно отличается (см. рис. 1, разрез VI). В это время здесь продолжают накапливаться черные подушечные спилиты, переслаивающиеся с аргиллитами и кварцевыми песчаниками. Однако с северо-запада сюда периодически выносятся массы кислой пирокластике, вулканомиктовый обломочный материал, а также глыбы нижнекаменноугольных известняков, вследствие чего отложения местами приобретают облик типичного олистострома. Мощность 500—900 м.

Верхний комплекс (C_{1n_2} — C_2b_1 ?) представлен толщей (300—1000 м) черных аргиллитов, кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов. Отличительная ее особенность — почти полное отсутствие туфов. Так же как и в подстилающих образованиях, здесь очень широко распространены известняковые глыбы, местами буквально переполняющие разрез. В отличие от ранее рассмотренных отложений этого типа глыбы представлены не только известняками нижнего карбона, но и силура — девона. Последние крупнее, часто пластообразные, иногда неправильной формы, приурочены к верхним частям разреза.

Рассмотренные вулканогенно-осадочные породы трансгрессивно перекрыты известняками (C_{2-3}) и карбонатно-терригенными отложениями (P_1).

Таким образом, основное различие в разрезе Висхарвской и Калайхумбской подзон заключается в том, что в первой присутствует нижне- и среднепалеозойская осадочная толща, перекрытая кислыми вулканитами (C_{1t-v}), во второй — только вулканогенная толща, включающая недифференцированную базальтоидную (St_1-v) и последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую (C_1b-n) серии.

СТРУКТУРА

Оба рассмотренных комплекса отложений структурно совмещены, образуя исключительно сложную систему разрывных и складчатых нарушений. По нашему мнению, не существует мест, где бы отложения офиолитовой серии (разрез калайхумбского типа) трансгрессивно перекрывали силур-девонские известняки. Однако структурные соотношения образований Калайхумбской и Висхарвской подзон достаточно разнообразны и требуют специального разъяснения (рис. 2). Решающим в этом смысле является район бассейна р. Обихумбоу и его правых притоков (реки Обихарак и Обимангит).

На севере этого района (верховья рек Обихумбоу и Хырсдара) расположена крупная антиклиналь, имеющая форму ориентированного в северо-восточном направлении плоского свода (см. рис. 2, А). В его ядре обнажаются смятые в разнообразные складки нижнекаменноугольные отложения всех трех отмеченных ранее комплексов (калайхумбский тип разреза). В пределах юго-восточного крыла они полого (20 — 45°) погружаются под силур-девонские известняки, а те в свою очередь — под мощную пластину нижнекаменноугольных гранитов Обихумбоуского массива. В пределах северо-западного крыла нижнекаменноугольные отложения также полого (15 — 30°) погружаются под песчаники кембро-ордовика или известняки силура-девона. Следовательно, отложения висхарвского типа образуют здесь аллохтонную массу, перекрывающую породы калайхумбского типа. Детали такого налегания видны во многих местах. Однако наиболее отчетливо они наблюдаются в пределах свода антиклинали, где находится серия тектонических останцов. Так, например, в районе высоты 3909 м силурийские известняки, залегающие практически горизонтально, перекрывают полосу линейных складок, образованных лавами (C_{1n_1a}) и олистостромом ($C_{1n_1b-n_2}$). Плоскость сместителя, оконтуривающая овалный останец, прекрасно вскрыта и повсеместно доступна наблюдению. Она представляет собой пачку (до 80 м) интенсивно перетертых пород автохтона, в которые вклинены отдельные «занызы» известняков силура.

По направлению к югу (левобережье р. Обихырак) в связи с погружением шарнира отмеченного свода отложения аллохтона представлены шире. Непосредственно выше нижнекаменноугольных лав, туфов и олистострома здесь залегают известняки силура — девона, которые в свою очередь перекрыты (контант тектонический) песчаниками и сланцами ванда — ордовика. Плоскость сместителя, ограничивающая покров, смя-

та в относительно простые складки. В ядрах некоторых антиклиналей из-под силурийско-девонских известняков вскрыты нижнекаменноугольные отложения. Так, например, в верховьях ручья Северный Рубот расположен небольшой купол, в пределах которого подобного рода структурные соотношения видны особенно отчетливо (см. рис. 2, Б).

Таким образом, к северу от долины р. Обихарак отложения висхарвского типа залегают выше более молодых отложений калайхумбского типа. Последние дислоцированы гораздо сильнее. Действительно, если силурийско-девонские известняки смяты в пологие крупные складки,

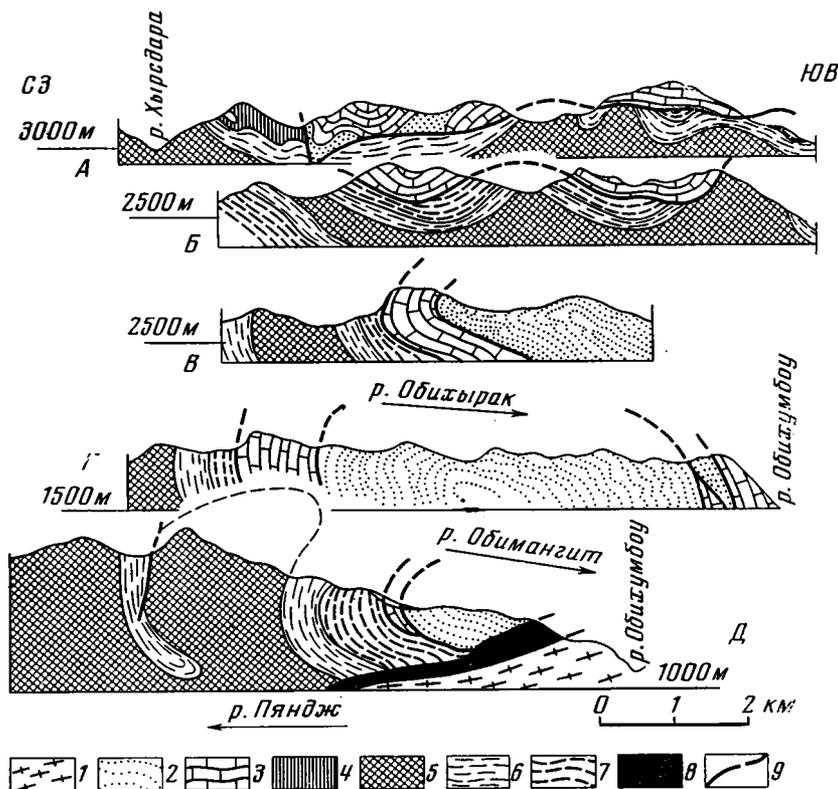


Рис. 2. Геологические профили через Юго-Западный Дарваз

1 — кристаллические сланцы и гнейсы баршитской серии (Pcm); 2 — песчаники, филлиты (V—O); 3 — известняки (S—D); 4 — известняки (C₁t—n); 5 — базальты (C₁t?—n); 6 — туфы, вулканомиктовые обломочные породы, андезиты, дациты, липариты (C₁p₁₋₂); 7 — олистостром, аргиллиты (S₁p₂—C₂?); 8 — серпентинитовый меланж; 9 — разломы

причем наклоны слоистости и поверхности шарьирования часто совпадают, то нижнекаменноугольные отложения образуют напряженные морфологически разнообразные структуры. Иногда здесь присутствуют сжатые, близкие к изоклинальным, прямые или круто наклоненные нарушения. Кроме того, характерно присутствие лежащих складок, осложненных пологими надвигами. Крупнейшая из них расположена в долинах рек Обихарак и Дударги. В ее ядре вскрыты черные подушечные спилиты, крылья сложены сланцами и туфами. Замок обращен к северо-западу и прекрасно виден в обрывах дороги Душанбе — Хорог, в 1 км севернее устья сая Валунного. Видимая амплитуда не менее 8 км. Осевая поверхность была вторично смята в целом конформно с Висхарвским аллохтоном.

К югу от долины р. Обихарак картина обратная. Венд-ордовикские и силурийско-девонские слои вскрыты здесь в ядре опрокинутой к северо-

западу антиклинали (Руботская антиклиналь Н. Г. Власова) и перекрыты каменноугольными отложениями калайхумбского типа. Панорама структуры открывается при спуске по дороге к кишлаку Рубот. Переход от района, где отложения висхарвского типа залегают выше калайхумбского, к району, где они подстилают последние, наиболее отчетливо виден в устье сая Валунного. Здесь непосредственно в обнажениях можно проследить, как известняки силура — девона, полого залегающие выше нижнекаменноугольного олистострома, по направлению к югу, падают все круче и, наконец, запрокидываются, образуя обращенный к северо-западу лоб крупной опрокинутой складки, в верхней части которого нижнекаменноугольный олистостром залегают уже выше силурийско-девонских известняков (см. рис. 2, В, Г).

Шарнир складки погружается к югу, вследствие чего на водоразделе рек Обихарак и Обимангит ниже- и среднепалеозойские породы висхарвского типа частично погружаются под нижнекаменноугольные. Однако отмеченный замок, ярко маркируемый визуально различными серповидным изгибом светлых силурийско-девонских известняков, прослеживается повсеместно вдоль правого борта р. Обихумбоу. Особенно отчетливо детали складки видны на водоразделе рек Пянджа и Обимангита (район кишлака Уморак, см. рис. 2, Д). Ядро структуры сложено песчаниками венда — ордовика и известняками силура — девона, а крылья — каменноугольными отложениями. Складка залегают на пласте (200—500 м) мономиктового серпентинитового меланжа, ниже которого расположена толща кристаллических сланцев, условно относимая к докембрию.

Структура Калайхумбской подзоны, следовательно, определяется гигантской опрокинутой, местами близкой к лежачей, складкой, замок которой обращен к северо-западу. Ее лежачее крыло обнажено в северной части района, всячее и замок лучше вскрыты на юге. Н. Г. Власов (1961) рассматривает эту складку как нормальную антиклиналь. При этом естественно допускается, что каменноугольная вулканогенно-осадочная серия калайхумбского типа стратиграфически перекрывает ниже- и среднепалеозойские отложения висхарвского типа. Такая интерпретация этой структуры, казалось бы, согласуется с данными И. В. Пыжьянова (1964), описавшего перевернутый разрез каменноугольных отложений в пределах ее лежачего крыла.

Наши работы показали, однако, что к северу от долины р. Обихырак (лежачее крыло) мы имеем не перевернутый, а нормальный разрез каменноугольных слоев, подстилающих венд-ордовикские и силурийско-девонские породы. Это подтверждается правильным чередованием стратиграфических горизонтов в нижнеамюрских лавах (отложения зоны *a* внизу, зоны *b* — вверху), наличием гальки базальтов и цефалоподовых известняков висте-намюра в перекрывающих отложениях, формой лавовых подушек, ориентировкой градационной слоистости и т. д. Иными словами, породы висхарвского типа залегают здесь на наиболее молодых отложениях. Наоборот, на юге региона картина обратная: непосредственно выше силурийско-девонских известняков залегают сланцевый олистостром ($C_1n_2-C_2$), выше которого следуют сначала туфы ($C_{1n,b}-n_2$), а затем базальты ($C_{1t}^?-na$), т. е. в пределах всячеего крыла разрез карбона перевернутый. Все это позволяет рассматривать структуру не как антиклиналь, а как крупную, обращенную к юго-востоку синклиналь, в ядре которой сохранился останец аллохтонной массы (ниже- и среднепалеозойские отложения висхарвского типа), шарьированной сюда с юга. По сути своей это сложная синформа, образовавшаяся в результате смятия покровной системы.

Последовательность событий здесь, по-видимому, была следующей. На рубеже раннего и среднего карбона (возможно, в начале башкирского века) происходило надвигание венд-девонских толщ и трансгрессивно

перекрывающих их кислых турне-визейских вулканитов на нижнекаменноугольные офиолиты и островодужный комплекс Калайхумбской подзоны. Аллохтон (отложения висхарвского типа) перемещался в виде системы относительно слабо дислоцированных пластин. Движение шло с юга на север, отражением чего и является возникновение в пределах автохтона и реке аллохтона обращенных к северу и северо-западу складок волочения.

В дальнейшем в связи с процессами ретрошарьирования возникает система надвигов и складок, опрокинутых уже к юго-востоку. Именно в этот период образовалась рассмотренная синформа. Ее осевая поверхность затем в свою очередь была смята в систему относительно простых прямых или наклонных складок. В это время сформировалась серия отмеченных куполов, осложненных крутыми взбросами и сбросами.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Приведенные материалы позволяют по-новому осветить тектоническое развитие Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. Аллохтонность венд-девонских отложений не позволяет рассматривать их как основание, на котором формировалась калайхумбская вулканогенно-осадочная серия. По нашему мнению, последняя возникла на меланократовом основании, реликты которого сохранились в составе серпентинитового меланжа, подстилающего вулканиты. По-видимому, в этом смысле Калайхумбская подзона ничем не отличалась от других офиолитовых поясов, представляя собой структуру океанического типа. Время ее заложения сейчас не вполне ясно. Очевидно лишь, что уже в визейский, а возможно, и турнейский век здесь происходило накопление мощных подушечных лав, по некоторым петрохимическим особенностям близких к современным абиссальным толеитам, но отличающихся как повышенными содержаниями общей щелочности, так и вариациями отношения щелочных металлов. Их афировая структура, отсутствие интертеллурических вкрапленников, слабо проявленная миндалекаменность и чрезвычайно низкий коэффициент эксплозивности свидетельствуют о достаточно быстром подъеме перегретой, бедной летучими компонентами магмы с последующим спокойным излиянием из аппаратов трещинного типа.

Особенности становления нижнекаменноугольного прогиба также не ясны. Вместе с тем очевидно, что его образование было связано с процессом растяжения. В пользу этого говорит и характер вулканизма, и присутствие системы диабазовых даек. Однако такое растяжение реализовывалось не в виде последовательного отодвигания расползавшихся масс от какой-то осевой зоны, как это предполагает «спрединг» модель, а в виде серии частных разновозрастных раздвигов (рис. 3). В результате появилась серия вулканических гряд, разделенных участками накопления глубоководных глинисто-кремнистых осадков. Возникнув в одном месте и дав начало излиянию базальтов, такой раздвиг мог прекратиться, вследствие чего базальтоиды перекрывались глинистыми илами, а затем появиться уже в другом районе. Именно в связи с такого рода механизмом растяжения мы наблюдаем здесь не непрерывную дайковую серию, а лишь несколько разрозненных дайковых зон.

Не исключено, что Калайхумбский офиолитовый прогиб сформировался в результате рифтинга континентальной плиты. С юга и, по-видимому, с севера он ограничивался блоками с корой континентального типа, поставившими терригенный материал, который наряду с лавами заполнял указанный прогиб.

Начиная с позднего визе — раннего намюра, внутри Калайхумбского прогиба возникает поднятие, в пределах которого образуется последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая се-

рия. Орорафически указанное поднятие было достаточно резко выражено, свидетельством чего является широкое развитие олистостромов и грубого обломочного материала (включая прибрежные валунные конгломераты), наличие перерывов и несогласий. Указанное поднятие ограничивало с севера и северо-запада депрессионную зону, где продолжали накапливаться глубокоководные осадки.

Формирование островодужного комплекса началось с образования фиолетовых базальтовых порфиритов. По своим петрохимическим особенностям это также толенты, отличающиеся однако более высоким

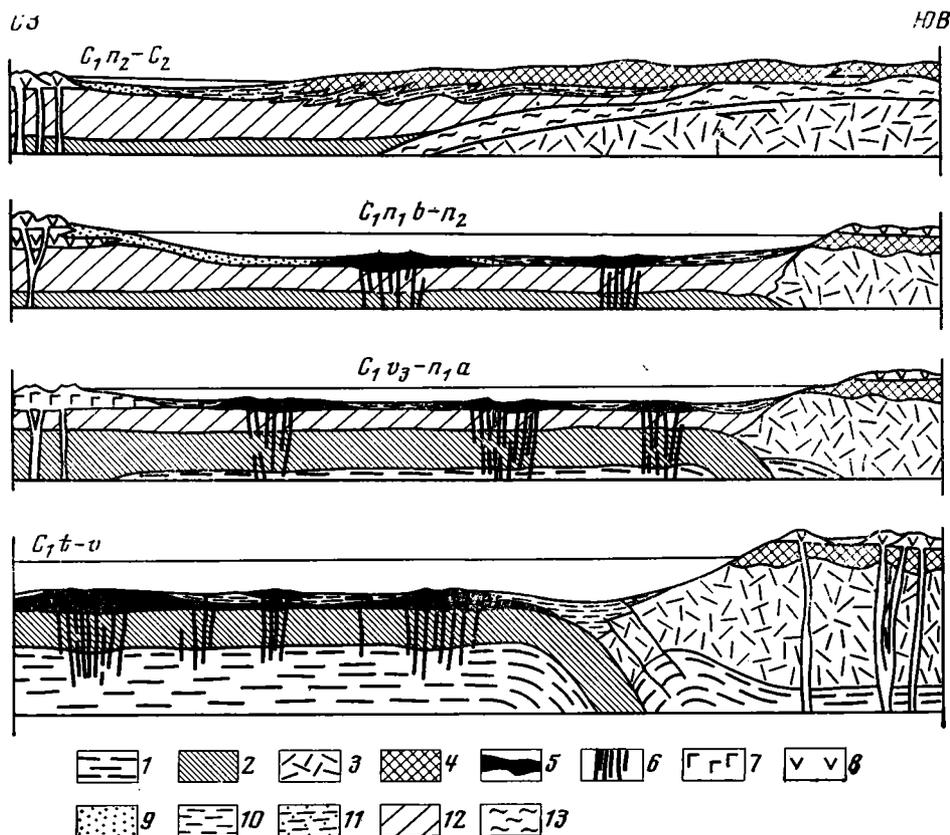


Рис. 3. Схема тектонического развития Калайхумб — Сауксайской зоны
 1 — верхняя мантия; 2 — океаническая кора; 3 — континентальная кора; 4 — терригенные и карбонатные отложения (V—D); 5 — океанические базальты ($C_{1t}^? - n_1$); 6 — элементы дайковых серий; 7 — высокоглиноземистые базальты ранних стадий формирования островной дуги ($C_{1v3} - n_1$); 8 — последовательно дифференцированная вулканогенная серия островной дуги (C_{1n1-2}); 9 — туфовые и вулканотерригенные отложения (C_{1n1-2}); 10 — глубокоководные терригенные осадки сиалического происхождения (C_{1n1-2}); 11 — полимиктовый олистостром ($C_{1n2} - C_2$?); 12 — отложения предыдущих стадий развития (нерасчлененные); 13 — серпентинитовый меланж

содержанием глинозема, магния и низким — титана. Для них характерны более широкие колебания железистости, а также высокая степень окисленности железа (таблица). Миндалекаменность, присутствие мощных горизонтов лавобрекчий указывают на высокую газонасыщенность исходной магмы. Излияния в этом случае были связаны с аппаратами центрального типа.

В дальнейшем указанное поднятие приобретает еще более четкое выражение в виде системы вулканических островов, вдоль которых на-

Химический состав базальтовых пород калайхумбской, обихаракской и аспандоуской толщ

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48,09	48,82	51,58	47,27	47,76	50,04	47,55	52,74	53,04	49,90	43,70	46,92
TiO ₂	1,49	1,55	0,89	0,97	1,49	1,53	1,40	1,81	0,68	0,92	0,65	2,18
Al ₂ O ₃	14,91	14,24	14,22	18,21	14,61	13,50	14,16	14,94	14,85	15,92	16,02	16,47
Fe ₂ O ₃	3,44	1,74	2,08	6,02	3,50	2,48	2,65	1,80	5,83	5,49	5,76	5,32
FeO	6,98	7,45	8,58	3,29	8,28	7,17	8,64	8,17	1,82	2,52	2,41	2,80
MnO	0,18	0,14	0,18	0,11	0,18	0,16	0,23	0,14	0,11	0,20	0,11	0,11
MgO	6,12	7,28	5,39	6,42	6,88	6,18	7,78	5,82	6,27	4,35	4,70	5,05
CaO	9,57	8,00	6,03	11,37	9,98	12,39	7,85	6,80	6,83	10,78	15,58	9,37
Na ₂ O	3,31	4,48	5,54	3,53	2,91	3,06	4,11	4,16	5,58	3,20	2,44	2,32
K ₂ O	0,51	0,20	0,13	0,13	0,32	0,50	0,52	0,30	0,49	0,80	0,10	2,0
P ₂ O ₅	0,18	0,30	0,07	0,11	0,13	0,15	0,23	0,26	0,08	0,14	0,06	0,63
H ₂ O+	3,68	2,34	3,46	2,44	3,38	2,34	3,85	2,60	1,89	1,78	4,40	3,75
H ₂ O-	0,34	—	0,30	0,20	0,28	0,08	0,47	0,07	0,63	0,77	—	—
CO ₂	0,80	2,02	1,35	—	—	—	0,20	0,35	1,65	3,25	4,40	2,90
Σ	99,60	99,54	100,09	99,70	99,70	99,61	99,64	99,54	99,75	100,02	100,50	100,45

Калайхумбская толща: 1, 2, 3 — спилиты (р. Обихарак); 4 — спилит (верховья р. Обимангит); 5 — диабаз (р. Обихарак); 6 — оливиновый долерит (р. Обихарак); 7 — альбитизированный диабаз (р. Обихарак); 8 — диабаз (р. Обимангит). Обихаракская толща: 9 — спилит (р. Хырсадар); 10 — базальт (р. Хырсадар). Аспандоуская толща: 11 — оливиновый базальт (верховья р. Обимангит); 12 — щелочной оливиновый базальт (р. Обимангит)

капливался мощный, исключительно пестрый в фациальном отношении комплекс отложений. Преобладающим развитием здесь пользуются туфы (включая игнимбриты) и лавы кислого и среднего состава, разнообразные вулканомиктовые песчаники и конгломераты, а также мощные горизонты олистостром. Перемыву подвергались не только вулканические постройки, но и подстилающие их вулканогенно-осадочные толщи, вследствие чего местами появляются полимиктовые обломочные породы. Крутой склон поднятия, повышенная сейсмичность обусловили эпизодический вынос обломочного материала (в том числе и очень грубого, вплоть до гигантских олистоплак) к юго-востоку в депрессионную область.

Последняя по своему положению между континентальной массой и островной дугой и, по-видимому, по типу коры представляла собой структуру типа краевого моря. Ее формационное выполнение определялось тремя следующими факторами: 1) сносом терригенного материала с юго-востока с микроконтинента Курговатской зоны; 2) поступлением с северо-запада из области островной дуги пироклаستيку и вулканомиктового материала; 3) трещинными излияниями толеитовых базальтов. В этом смысле нет принципиальных различий между Калайхумбским океаническим прогибом, с одной стороны, и остаточной структурой типа краевого моря — с другой. В обоих случаях возник сходный в формационном отношении комплекс. Единственное отличие — появление более или менее мощных прослоев вулканоклаستيку кислого и среднего состава. По-видимому, в депрессионной зоне сохранялись условия растяжения, вследствие чего здесь происходили трещинные излияния толеитовых базальтов.

В настоящее время в соответствии с разработанной А. В. Пейве и его сотрудниками (Пейве и др., 1972) схемой стадийности геосинклинального процесса считается, что появление структур типа островных дуг и краевых морей знаменует переходную стадию развития геосинклинали, стадию, во время которой в пределах островной дуги происходит активное формирование континентальной коры. Наоборот, окраинные моря рассматриваются часто (Марков и др., 1967) как остаточные образования, на территории которых становление континентальной коры происходит гораздо более вяло. По мере разрастания островной дуги постепенно наращивается гранитный слой, что роднит островные дуги с гео-

синклинальными системами прошлого (Марков, 1975). Иными словами, геосинклинальный процесс (процесс становления континентальной коры) здесь сводится к постепенному «зарастанию» остаточных структур с корой океанического или субокеанического типа.

Изложенные представления не могут рассматриваться как общепризнанные. В частности, для некоторых современных краевых морей (в первую очередь Тасманова и Японского) доказана важная роль растяжения в процессе их формирования (Пушаровский, 1972; Karig, 1971; Wogther, 1974; Waterhouse, 1975; Klein, 1975). К аналогичным выводам пришел один из авторов этой статьи (Руженцев, 1976₂) применительно к сходным структурам в фанерозойских складчатых сооружениях.

Согласно схеме тектонического развития геосинклиналей (Пейве и др., 1972), предполагается, что для океанической стадии характерны условия растяжения, для переходной — сжатия, наиболее активно проявляющегося в островных дугах. Приведенный материал показывает, что растяжение в Калайхумб-Сауксайдской зоне имело место не только в океаническую (St_1-v), но и в переходную (C_1n) стадии. Сжатие в островной дуге и растяжение в краевом море существовали, причем сейчас крайне трудно оценить, кому из них принадлежала ведущая роль.

Превращение рассмотренных структур в складчатое сооружение с корой континентального типа происходит не вследствие постепенного разрастания островной дуги, за счет чего сокращается площадь краевого моря, а в связи с совмещением эвгеосинклинальных (включая океанические и островодужные) и континентальных (в смысле типа коры) толщ. В результате формируется отмеченная ранее покровная структура района. Конкретная реализация этого процесса выражалась в расслоении коры Курговатского континентального блока. Его осадочный чехол (нижне- и среднепалеозойские отложения висхарвского типа) был сорван со своего докембрийского гранито-гнейсового фундамента, дав начало обширной аллохтонной массе, которая перекрыла не только краевое море, но и располагающуюся северо-западнее островную дугу. Шарьирование началось в позднем намюре, вследствие чего здесь образуется отмеченный ранее сланцевый олистостром, содержащий глыбы пород висхарвского типа. По мере продвижения аллохтона к северо-западу происходит постепенное вытеснение вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ терригенными, т. е. наблюдается взаимообусловленное затухание магматизма и проявление процессов шарьирования.

В отличие от осадочного чехла гранито-гнейсовый фундамент оказался пододвинутым под офиолиты. Возникла структура, где толща калайхумбского типа (включая офиолиты) как бы расклинила континентальную кору Курговатского массива, внедрившись в нее вдоль границы фундамента и чехла. Примечательно то, что подобного рода соотношения не являются результатом реконструкций, а наблюдаются непосредственно в обнажениях (обрывы правобережья Пянджа и Обихумбоу в районе поселка Калайхумб). По существу в результате такого совмещения в пределах рассматриваемой зоны возникла достаточно мощная аллохтонная континентальная кора. Начиная со среднего карбона, здесь формируется мощный миогеосинклинальный комплекс, залегающий несогласно на более древних отложениях и деформированный несравненно проще.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая работа — первая попытка рассмотреть строение одной из зон Памира с позиции новейших тектонических гипотез. Анализ разреза Калайхумбского прогиба показывает, что он мало чем отличается от разрезов других офиолитовых зон. Поэтому, рассматривая тектоническое развитие этого прогиба, удастся применить схему стадийности

геосинклинального процесса, разработанную в Геологическом институте АН СССР.

1. В океаническую стадию (C_1t-v) происходит становление прогиба как структуры океанического типа. Возможно, что его образование было связано с рифтингом континентальной плиты и последующим раздвигом обособившихся ее частей. Первоначальную ширину «палеоокеана» сейчас установить трудно. Однако, очевидно, что она значительно превосходила современную ширину Калайхумб-Сауксайской зоны.

2. В переходную стадию (C_1n) в пределах океанической структуры формируется островодужный комплекс, отделивший от остальной ее части депрессионную зону, которая рассматривается нами как структура типа краевого моря. В ее пределах в отличие от островной дуги сохранялись условия растяжения. Примечательно, что в это время здесь возникла толща пород, в формационном отношении практически неотличимая от той, которая образовалась в океаническую стадию. Это позволяет сделать вывод о том, что начало переходной стадии по существу характеризовалось условиями растяжения. Лишь местами здесь формируются локальные зоны сжатия (островные дуги). В конце переходной стадии в связи с процессами шарьирования (структурное внедрение аллохтонной континентальной коры) происходит отмирание эвгеосинклинальной зоны и превращение ее в складчатое сооружение.

3. В континентальную стадию (C_2-P_1) накапливается миогеосинклинальный комплекс отложений и происходит некоторое усложнение возникших ранее структур.

На основании приведенных данных отложения висхарвского типа рассматриваются нами как аллохтонная масса, сорванная с докембрийского основания (баршитская серия). Соответственно Висхарвская подзона в современной структуре является крупной синформой, выполненной аллохтонными толщами нижнего и среднего палеозоя.

Литература

- Бархатов В. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза.— В кн.: Геология Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Власов Н. Г. Стратиграфия и тектоника Юго-Западного Дарваза. Автореферат канд. дис. Ленингр. гос. ун-т, 1963.
- Власов Н. Г., Гниловский Г. В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира,— В сб.: Вопросы геологии Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 168, нов. серия, 1970.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. В сб.: Вопросы геологии Средней Азии, Тр. ВСЕГЕИ, т. 168, нов. серия, Л., 1970.
- Кафарский А. Х. Стратиграфия нижнесилурийских отложений хребта Петра Первого.— Матер. по геол. Памира, вып. 1. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1963.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюл. МОИП Отд. геол., 1961, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пушаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов. Геотектоника, 1972, № 6.
- Пыжьянов И. В. Стратиграфия зеленокаменных толщ Юго-Западного Дарваза.— Матер. по геол. Памира, вып. 2. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1964.
- Руженцев С. В. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4.

- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М., «Наука», 1976.
- Сорокин Ю. А.* О возрасте и составе сауксайской свиты.— Матер. по геол. Памира, вып. 1. Изд-во ТаджССР, Душанбе, 1963.
- Brother R. N.* Kaikura orogeny in Northland, New Zealand.— N. Z. J. Geol. Geophys., 1974, v. 17, No. 1.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the West Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- Klein G. V.* Sedimentary tectonics in south-west Pacific marginal basins based on Leg from the South Fiji, Hebrides and Coral Sea basins.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, No. 7.
- Waterhouse J. B.* The Rangitata orogen.— Pacific Geology, 1975, No. 9.

Геологический институт АН СССР

Статья поступила
15 июня 1976 г.

УДК 551,247(234.85)

Ю. В. КАЗАНЦЕВ, М. А. КАМАЛЕТДИНОВ

**ОСОБЕННОСТИ СОЛЯНОЙ ТЕКТониКИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ
ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА И ЕЕ СВЯЗЬ
С НАДВИГОВЫМИ ДИСЛОКАЦИЯМИ**

Соленосная формация бельской части Предуральяского прогиба образует Мелеузский, Смаковский, Воскресенский, Александровский и Иртыбьякский диапировые валы, прослеживающиеся параллельно складчатому Уралу. Детальными геолого-геофизическими исследованиями установлена их генетическая связь с надвигами и расположенными восточнее подсолевыми линейными антиклиналями. Полученный вывод необходимо учитывать при поисках структурных ловушек нефти и газа во фронтальных частях надвигов, трассирующихся кунгурскими валами.

Изучение происхождения соляных структур имеет длительную историю. Интерес к этой проблеме объясняется, с одной стороны, интенсивной разработкой солей как полезных ископаемых, а с другой — установленной пространственной и генетической связью областей развития галогенных формаций с нефтегазоносными провинциями.

Вопросам выяснения механизма формирования соляной тектоники посвящена обширная литература (Veatch, 1899; Mrasek, Tesseyre, 1902; Hages, Kennedy, 1903; Hager, 1904; Vant-Hoff, 1905; Harbort, 1910; Stille, 1911, 1925; Dumble, 1916; Voitesti, 1917; Rodgers, 1918; Barton, 1920; Harrison, 1930; Руженцев, 1936; Богданов, 1947; Косыгин, 1969; Белоусов, 1975; Оффман, Буш, 1977 и др.), однако многие особенности возникновения и роста диапиров не могут еще считаться окончательно установленными.

Представления о происхождении соляных структур развиваются в основном в двух направлениях: тектоническом (путем бокового сжатия) и гравитационном, учитывающем разницу плотностей пород.

Многочисленные эксперименты в лабораторных условиях (Nettleton, 1943; Мехтиев, Снарский, 1941; Лебедева, 1966, и др.) показали, что под действием только тангенциальных напряжений не могут возникать диапировые структуры; в этом процессе необходимо участие еще и гравитационных сил, способствующих выжиманию пластичных масс вверх из-под более тяжелых по удельному весу пород.

А. А. Богданов (1947) на основании изучения соляных поднятий Южного Приуралья пришел к выводу о том, что в формировании кунгурских дислокаций главная роль принадлежит тангенциальному сжатию, возникавшему, как он считал, вследствие гравитационного соскальзывания пластичных масс (совместно с перекрывающими породами) с окраинных частей воздымавшегося Урала.

Анализ данных глубокого бурения, проведенного в последние годы, показал, что образование галогенных поднятий Предуралья тесно связано с тектоническими движениями, сформировавшими Уральскую складчатую область.

В Бельской впадине относительно давно подмечена пространственная связь кунгурских структур с подсолевыми линейными антиклина-

лями. Еще в 40-х годах текущего столетия А. А. Богданов и В. Е. Руженцев указывали на частичное соответствие тектоники галогенных формаций и артинских отложений в пределах Воскресенской и Карлинской складок. На повторение кунгурскими отложениями основных структур артинского ложа обращал внимание Н. М. Страхов (1947), Р. С. Билалов и др. (1968) отмечали закономерности в пространственном размещении Кинзебулатовско-Волостновского артинского и Воскресенского кунгурского валов. Однако недостаточность фактического материала того времени не позволила выявить генетическую взаимосвязь кунгурского и докунгурского структурных планов.

Бурением, проведенным на ряде площадей, установлено, что линейные антиклинали подсолевого ложа и кунгурские валы приурочены к разным крыльям (висячему и лежащему) единых надвигов (Камалетдинов, 1974; Казанцев, 1974).

Рассмотрим некоторые данные, иллюстрирующие сказанное выше.

В разрезе палеозоя южной (Бельской) части Предуральяского прогиба отложения кунгурского яруса состоят из комплекса разнообразных осадочных пород, среди которых по условиям осадконакопления выделяются (с запада на восток): карбонатно-сульфатная, сульфатно-галогенная и терригенная фации. Настоящие диапировые структуры развиты в породах лишь галогенно-сульфатной фации.

Образования карбонатно-сульфатной фации, распространенные вдоль западного крыла прогиба, сложены в основании пачкой серых, иногда оолитовых, глинистых доломитов с прослоями известняков и ангидритов (филипповская свита) мощностью от 10 до 30 м. Выше залегают голубовато-серые ангидриты с прослоями доломитов, известняков и аргиллитов, иногда встречаются гипсы. Мощностью отложений карбонатно-сульфатной фации в среднем 250—300 м. Эти породы участвуют в образовании пологих куполовидных складок платформенного типа. В осадках терригенной фации

кунгура, развитых вдоль восточного крыла Бельской впадины, также не наблюдается диапировых дислокаций — они смяты в линейные складки, согласные с подстилающими отложениями. В составе их присутствуют аргиллиты, алевролиты, песчаники, ангидриты, гипсы, а в некоторых южных разрезах редкие маломощные (несколько метров) пачки солей.

Сульфатно-галогенная фация, характеризующаяся развитием соляного диапиризма, наиболее полно представлена в южной половине впадины, а также по правобережью Белой (в низовьях рек Зигана, Усолки, Зилима и Сима). В этих районах кунгурский ярус повсеместно начи-

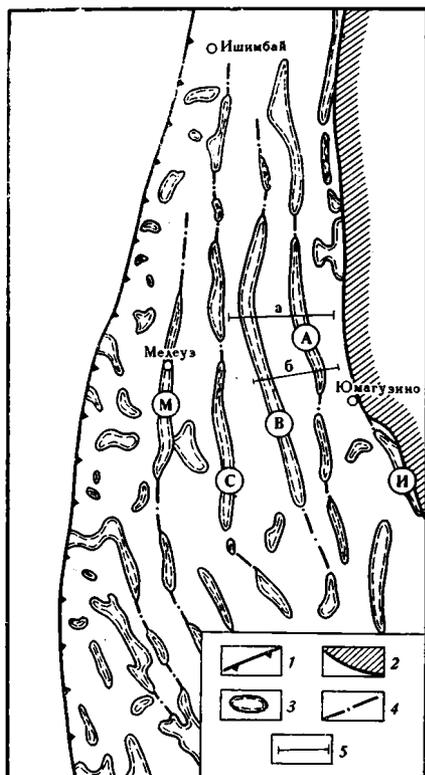


Рис. 1. Схема распространения галогенных структур кунгура Бельской впадины

1 — западная граница впадины; 2 — область отсутствия отложений кунгура; 3 — соляные поднятия; 4 — оси кунгурских валов; 5 — линии геологических разрезов (а, б). Буквы обозначают соляные валы: А — Александровский, В — Воскресенский, С — Смаковский, М — Мелеузский, И — Иртыбский

нается пачкой ангидритов, содержащих тонкие (1—5 мм) ленточные прослои карбонатных пород, которые на юге состоят из доломитов, иногда оолитовых, а на севере — из известняков и мергелей.

Выше располагаются ангидриты с пластами каменной соли и линзовидными включениями глинистого, иногда карбонатно-глинистого материала. Каменная соль серая, светло-серая и водяно-прозрачная, кристаллическая (размер кристаллов 2—5 мм). Мощность соли колеблется от нескольких метров до 1,5—2 км.

Венчают разрез сульфатно-галогенной фации гипсоангидритовые образования с многочисленными глинистыми включениями. На между-речьи Усолки и Зилима, а также в верховьях рек Тора и Селеука в составе кунгура появляются пачки алевролитов и песчаников, мощностью в несколько десятков метров. Общая мощность кунгурских отложений возрастает в южном направлении от первых десятков метров на Бузовьязовской площади до 1000 м в пределах Воскресенской и Волостновской структур и до 2000 м на Кумертауской, Маячной, Мурапталовской и Совхозной разведочных площадях.

Кровля сульфатно-галогенной фации кунгура в пределах южной половины Бельской впадины образует ряд линейно-вытянутых в субмеридиональном направлении валов, обнажающихся на поверхности в виде узких, иногда прерывистых полос, отражающих срез соляных поднятий. Среди них с запада на восток известны: Мелеузский, Смаковский, Воскресенский, Александровский и Иртюбакский валы (рис. 1). Структура поверхности кунгурских отложений резко несогласна по отношению к нижележащим толщам. Соляным поднятиям, например, в одних местах соответствуют синклинали или моноклинали, в других — антиклинали. Это несоответствие структур вызвано соляной тектоникой, создавшей в пластичных толщах солей различной формы и размеров диапировые складки, среди которых «...можно различать все переходы от горизонтально лежащей серии пластов вплоть до гребневидных вертикальными и даже веерообразно-запрокинутыми крыльями» (Богданов, 1974, стр. 124).

Александровский вал бурением, электро- и гравиразведкой прослежен в меридиональном направлении на 85 км, Воскресенский — на 70 км. В долине широтного течения р. Нугуш Александровский и Воскресенский валы разбурены широтным профилем скважин (рис. 2, а). Александровский вал имеет здесь высоту 1560 м, восточное крыло падает под углом 40—45°, западное — около 40°.

Скважинами 7, 8, 9, и 11 обнаружено, что восточным крылом поднятия служит надвиг, погружающийся на восток сначала под углом 45°, а на глубине 1700—2000 м — 7—10°. В скв. 7 надвиг встречен на глубине 1023 м, где под терригенными отложениями артинского яруса повторились кунгурские образования. Скважинами 8 и 9, расположенными восточнее, был вскрыт разрез до среднего девона включительно в нормальной стратиграфической последовательности, а затем (в скв. 9 на глубине 1740 м, в скв. 8—1974 м) вновь обнаружены артинские отложения.

Во фронтальной части надвига, названного нами Саратовским, расположена линейная Александровско-Басурмановская антиклиналь длиной 15 км, шириной 5—4 км и высотой 450 м. Падение пород на западном крыле ее составляет 22°, на восточном — 5—12°.

Аналогичное строение обнаруживает и Воскресенский кунгурский вал, прослеживающийся перед фронтом Шиханско-Волостновского надвига (см. рис. 2, а). Ширина его 2—5 км, крутизна склонов составляет 30—45°, высота 1600 м. Параллельно восточному крылу вала вытянута Араслановская линейная антиклиналь размерами 4×1,2×0,2 км. Шиханско-Волостновский надвиг, создавший рассматриваемый

мые структуры, погружается на восток под углами 40—45°, выполаживаясь на глубине 2300—2500 м до 10° (скв. 45 и 46).

В 17 км южнее Александровский и Воскресенский кунгурские валы также разбурены глубокими скважинами (см. рис. 2, б). Скважина 5 прошла через свободную часть Александровского вала и вскрыла максимальную мощность осадков кунгура—1900 м. Восточнее скважинами 33 и 34 вскрыт Саратовский надвиг, наклоненный на восток под углами 45—10°. К его фронтальной части в подсолевом ложе приурочена Северо-Подгорновская антиклиналь. Подобное же строение на этой широте обнаруживает Воскресенский вал. Надвиг, служащий его восточным крылом, установлен здесь несколькими разведочными скважинами. Всячее крыло надвига осложнено Волостновской антиклинальной складкой, содержащей залежь нефти в среднем карбоне (см. рис. 2, б).

Таким образом, в пределах Бельской впадины Предуральяского прогиба отчетливо устанавливается тесная пространственная связь соляных валов и линейных антиклиналей в подсолевом ложе с надвиговыми дислокациями, которые обуславливают формирование и развитие как докунгурского, так и послеартинского структурных планов.

Механизм образования соляных поднятий нам представляется следующим. Тектоническая пластина, движущаяся с востока под действием горизонтального давления, встречая на пути пластичные породы соленосной формации, срывает их с основания, сминая и нагромождает перед фронтом надвига; затем поднятие продолжает расти за счет гравитационного выжимания солей из соседних зон, приобретая форму диапиров, или «ядер протыкания» (рис. 3). Этому способствует интенсивная трещиноватость и дробление жестких пород в надвиговых зонах, хорошо проницаемых для нагнетания галогенных толщ. Соли при этом собираются в микроскладки, приобретают плитчатость, захватывают обломки подстилающих и боковых пород. В них попадают аргиллиты, алевролиты, песчаники и известняки артинского, сакмарского, ассельского и уфимского ярусов, ангидриты, доломиты и глины кунгура. Перечисленные дислокации встречены в кернах многочисленных скважин. Таким происхождением диапиров можно объяснить отмечаемую многими исследователями интенсивную перемятость и гофрировку пород в верхних частях кунгурских поднятий и ослабление дислокаций вниз по разрезу. Например, пачка слоистых плитчатых ангидритов, выделяемая в основании галогенной формации, почти повсеместно за пределами нарушений лежит согласно с нижележащими артинскими породами. Ненарушенными оказываются и пласты соли вдали от надвигов. Всего в 2,5 км западнее Александровского вала скважина 20 вскрыла пачку гидрокимических пород кунгура, мощностью 125 м, в составе которой встречены два 5-метровых слоя каменной соли. Находясь под мощными (более 2 км) молассами верхней перми, они тем не менее не деформированы, а залегают горизонтально.

Помимо линейно-вытянутых кунгурских поднятий на западном крыле Предуральяского прогиба известен ряд изолированных соляных штоков. Хотя в их происхождении непосредственная связь с надвигами не доказана, тем не менее представляется вероятным, что они также возникли под влиянием тектонического сжатия, передававшегося со стороны складчатого Урала. При этом в толще кунгурских пород могли возникать надвиги и участки интенсивного дробления пород, благоприятные для гравитационного нагнетения солей. Аллохтонное залегание верхнепермской молассы, дислоцированной интенсивнее подсолевых отложений, может служить косвенным доказательством такого механизма образования локальных диапировых поднятий.

Рассмотренные особенности соляной тектоники характерны не только для южной части Предуральяского прогиба, аналогичные структур-

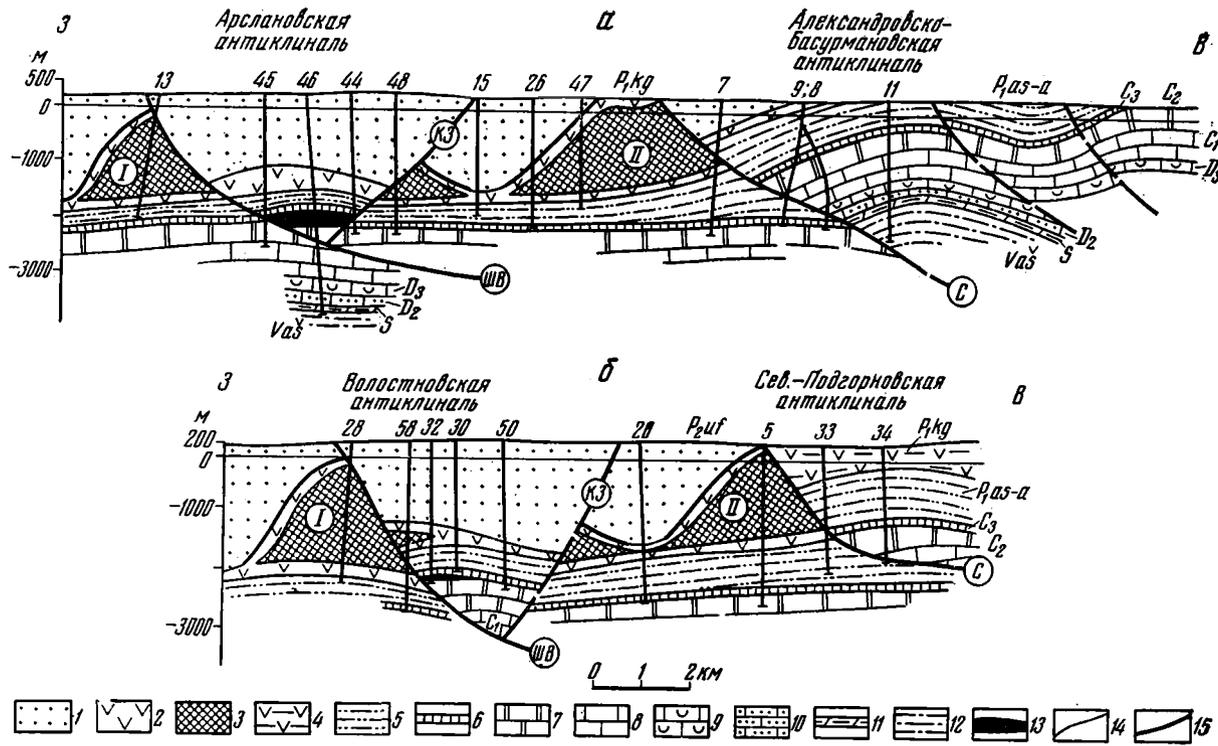


Рис. 2. Геологические разрезы через Воскресенский и Александровский кунгурские валы: а — в долине р. Нугуш, б — на широте Вологостновской структуры

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты верхнего отдела перми; 2 — гипсы, ангидриты кунгурского яруса; 3 — соли; 4 — загипсованные песчаники, алевролиты, аргиллиты; 5 — песчаники, алевролиты, аргиллиты ассельского, сакмарского и артинского ярусов; 6 — известняки, мергели, аргиллиты верхнего карбона; 7 — известняки и доломиты среднего карбона; 8 — известняки, доломиты с прослоями аргиллитов нижнего карбона; 9 — известняки верхнего девона; 10 — известняки, песчаники и аргиллиты среднего девона; 11 — мергели, доломиты, песчаники силура; 12 — песчаники, алевролиты, аргиллиты ашинской серии венда; 13 — залежь нефти; 14 — стратиграфические границы; 15 — линии надвигов (ШВ — Шиханско-Вологостновский, КЗ — Кинзебулатовский, С — Саратовский). Соляные валы: I — Воскресенский, II — Александровский

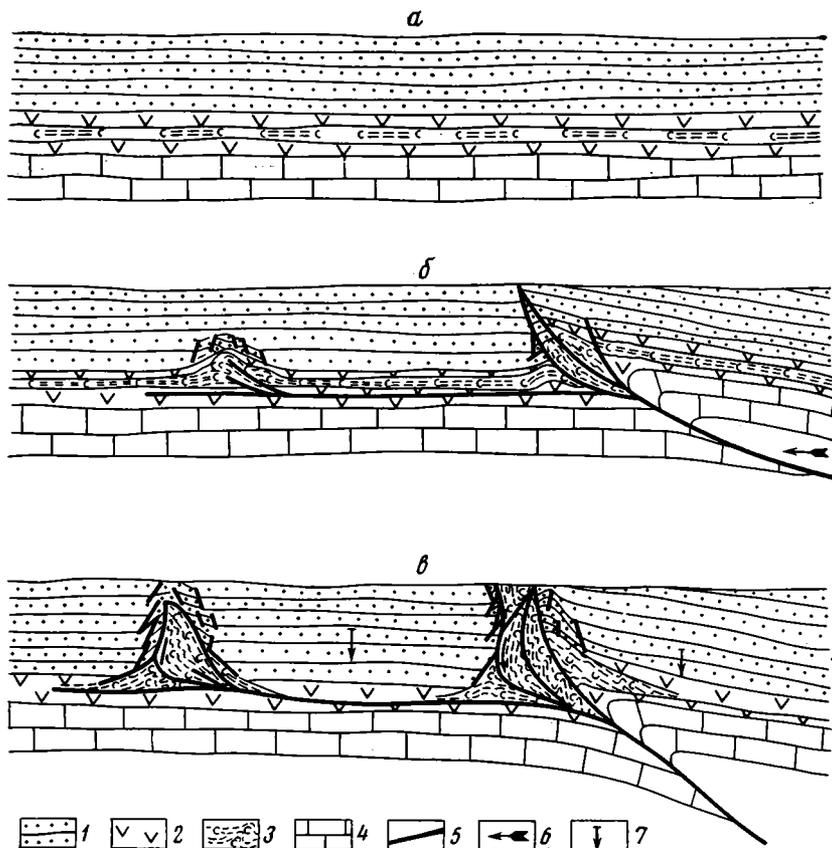


Рис. 3. Предполагаемые этапы формирования соляных структур

a — накопление осадков в бассейне, *б* — зарождение диапировых структур в условиях тангенциального сжатия; *в* — окончательное формирование диапировых структур с преобладающим действием гравитационных сил. 1 — песчаники; 2 — гипсы и ангидриты; 3 — соли; 4 — известняки; 5 — разрывы; 6 — направление тангенциального давления; 7 — направление действия гравитационных сил

ные соотношения устанавливаются и в Соликамской впадине. Здесь в кунгурском ярусе выявлено большое количество структур, имеющих форму вытянутых валов, прослеживающихся в меридиональном направлении на 50 км и более. Значительными среди них являются Камско-Вишерский, Березниковский, Харюшинский и Игумский валы. Бурением и геофизическими исследованиями в подсолевом ложе здесь обнаружен ряд линейных антиклинальных складок (Уральская, Бельская, Чашкинская, Гежская, Осокинская и др.), образованных надвигами и располагающихся в плане вдоль восточных крыльев кунгурских валов. Следовательно, в Соликамской впадине соляная тектоника также обусловлена надвиговой структурой региона. Как и на юге Предуральского прогиба, соляные диапиры здесь приурочены к опущенным крыльям надвигов, висячие крылья которых осложнены линейными антиклинальными складками.

В последние годы тесная взаимосвязь соляных дислокаций и региональных тектонических структур устанавливается во многих областях земного шара. Линейные соляные диапиры, приуроченные к надвигам, выявлены в Афгано-Таджикской впадине (Белеловский и др., 1971). Линейная ориентированность соляных поднятий, совпадающая с таким

же расположением основных подсолевых структур, отмечается в Припятской, Днепровско-Донецкой, Аму-Дарьинской, Ангаро-Ленской и Северо-Германской впадинах, в Месопотамском прогибе, в Восточных и Южных Карпатах и др. Связь соляных структур с разломами в подсолевом ложе доказывается для территории Прикаспийской впадины (Демидов, 1974).

Выявленные закономерности в образовании и размещении галогенных диапиров и разрывных дислокаций имеют важное значение для нефтепоисковых работ. Соляные валы в краевых прогибах обычно фиксируют положение фронтальных частей региональных надвигов, в пределах которых формируются линейные структуры подсолевого ложа. Антиклинальные ловушки нефти и газа в подсолевых отложениях закономерно располагаются вдоль внутренних крыльев галогенных поднятий.

Литература

- Белеловский М. Л., Седлецкий В. И., Коробка В. С. О соляной тектонике мегантиклинали юго-западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Билалов Р. С., Тагиров И. А., Камалетдинов М. А., Кудашев А. Ш. Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Предуралья.— Геол. нефти и газа, 1968, № 4.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбайского Приуралья. Изд. МОИП. Нов. сер., вып. 7(11), М., 1947.
- Демидов В. А. Линейная ориентировка соляных куполов и глубинные разломы в восточной части Прикаспийской впадины. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8.
- Казанцев Ю. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуралья. Автореф. канд. дис. Уфа, БашНИПИнефть, 1974.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны.— Сов. геология, 1966, № 2.
- Мехтиев Ш. Ф., Снарский А. Н. Экспериментальная проверка условий образования диапировых складок.— Сов. геология, 1941, № 6.
- Оффман П. Е., Буш Э. А. Связи между глубинной и поверхностной тектоникой Урала и Приуралья и их значение для поисков нефти и газа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1977.
- Руженцев В. Е. К вопросу о стратиграфии верхнего палеозоя Актюбинской и Оренбургской областей.— Пробл. сов. геологии, 1963, № 13.
- Сельский В. А. Соляные купола и их связь с нефтью. ОНТИ, НКТП, СССР, М.-Л., 1936.
- Страхов Н. С. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Часть 1. Стратиграфия и тектоника. Изд. МОИП, вып. 5(9). М., 1947.
- Barton D. C. The Palangana Salt Dome, Duval County, Texas.— Econ. Geol., 1920, v. 6, p. 497—510.
- Dumble E. T. The occurrence of petroleum in Eastern Mexico as Contrasted with Those in Texas and Louisiana.— Ibid., 1916, v. 52, p. 263.
- W. A. J. M. von Waterschoot Van der Gracht. The Saline Domes of Northwestern Europe.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1917, v. 1, p. 91.
- Hager Lee. The Mounds of Southern Oil Fields.— Eng. Min. J.-I., 1904, v. 78.
- Hages C. E., Kennedy W. Oil Fields of the Texas Louisiana Gulf Coastal Plain.— US Geol. Surv. of Amer. Bull., 1903, № 212.
- Harbort E. Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste.— Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch., 1910, b. LXII, s. 326.
- Harrison I. The Salt Domes of Persia.— Quart. J. Geol. Soc. 1930, v. 86.
- Nettleton L. L. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt dome formation.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, v. 27, № 1.
- Rodgers S. Intrusive origin of the Gulf Coast Salt Domes.— Econ. Geol., 1918, v. 13.
- Stille H. Das Aufsteigen des Salz gebirges.— Ztschr. f. prakt. Geol., 1911, Bd. XIX, s. 91.
- Stille H. The upthrust of the salt masses of Germany.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1925, v. 9.
- Vani-Hoff J. H. Zur Bildung der Oceanischen Salzablagerungen. Braunschweig, 1905.
- Veatch A. C. The Five Islands, Louisiana State Experiment Stations.— Geol. and Agriculture., 1899, v. 5, p. 19—31.
- Voitesti I. P. La formation a massifs de sel.— C. R. Inst. Geol. Rom., Bucaresti, 1917, v. 7.

Институт геологии
Уфа

Статья поступила
5 февраля 1976 г.

УДК 551.242.3 (234.3 + 234.9)

Ш. А. АДАМИЯ, Г. С. ЗАКАРИАДЗЕ и М. Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ

ЭВОЛЮЦИЯ ДРЕВНЕЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИЙСКОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗА

Рассматривается возможная модель альпийской эволюции земной коры региона, где в ранней юре — неокоме были расположены шельф Восточно-Европейского континента, окраинное море Большого Кавказа, Понтийско-Закавказская островная дуга, Анатолийско-Малокавказский океанический бассейн (Тетис) и Иранско-Турецкий микроконтинент. Вдоль северного края океанического бассейна проходила граница литосферных плит. Часть Кавказа, располагавшаяся к северу от этой границы, являлась активной окраиной Восточно-Европейского континента типа запада Тихого океана. В середине мела в результате коллизии Понтийско-Закавказской островной дуги и Иранско-Турецкого микроконтинента образовался единый Закавказско-Малоазиатский континентальный блок, в центральной полосе которого сформировался андезитовый пояс. В тылу последнего развивались базальтовые рифтовые трои Черноморско-Аджаро-Триалетский и Талыш-Южнокаспийский, зародыши современных бассейнов Черного моря и Южного Каспия. Граница плит сместилась на юг, в район Загрос-Таврского линейaments. С олигоцена в условиях продолжающейся конвергенции Евро-Азиатский и Афро-Аравийской плит формируется современная внутриконтинентальная горно-складчатая область.

ВВЕДЕНИЕ

В статье предлагается модель палеогеографической и геодинамической эволюции Кавказа за время от начала юры по четвертичный период, основанная на анализе фактического материала по альпийской геологии и вулканизму Кавказа и его глубинному строению, а также на результатах ряда специальных исследований, проведенных за последние годы (Адамия и др., 1974^{1,2}, 1975; Adamia, 1975; Закариадзе и др., 1975).

Модель основана на концепции тектоники плит, но существенно отличается от построений, предложенных для Кавказа авторами обобщенных моделей тектоники плит Средиземноморского региона (Smith, 1971; Dewey et al., 1973), а также от опубликованных в последние годы схем, использующих те или иные элементы новой глобальной тектоники (Смирнов, 1974; Гамкрелидзе, 1974; Хаин, 1975, и др.).

Модель является предварительной и рассматривается нами как рабочая схема, позволяющая наметить ряд проблем, исследование которых может способствовать лучшему пониманию эволюции центрального сегмента Альпийского пояса.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ

Территория Кавказа, расположенная в центральной части Средиземноморского складчатого пояса, состоит из ряда крупных структурных единиц, сформированных в разное время вследствие байкальского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза (рис. 1). С севера она ограничена Восточно-Европейской докембрийской платформой и палео-

зойским авлакогеном Большого Донбасса. Крайне северная единица Кавказа — Скифская палеозойская платформа (1)¹ с узкими зонами проявления раннеальпийской складчатости (1а). Южнее следует Северо-Кавказский срединный массив (2) с наложенным среднепалеозойским рифтом Передового хребта (2а). Мезозойско-кайнозойский разрез Скифской платформы и Северо-Кавказского массива представлен мелководными терригенными и карбонатными, часто угле-, гипсо- и соленосными отложениями юры — эоцена (неполный разрез) общей мощностью 1,5—5 км. Выше следуют олигоцен-четвертичные молассы

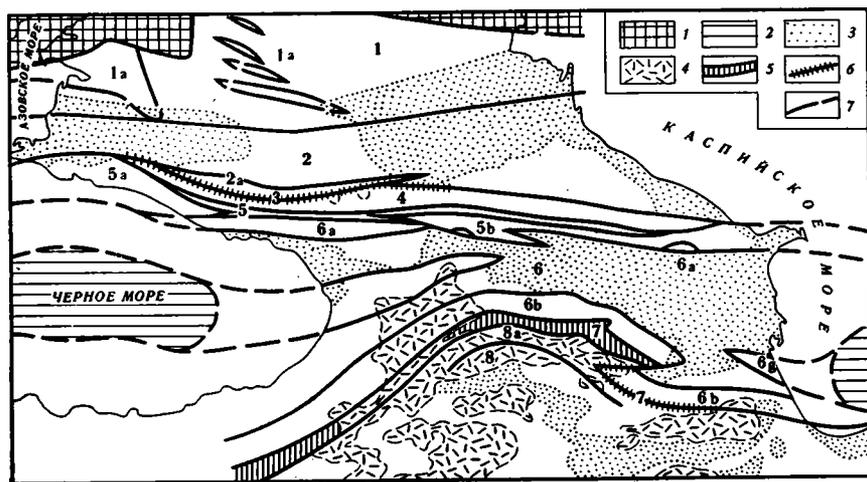


Рис. 1. Схема тектонического районирования Кавказа

1 — Восточно-Европейская платформа и авлакоген Большого Донбасса; 2 — области субокеанической коры Черного моря и Южного Каспия; 3 — позднеальпийские молассы; 4 — неоген-четвертичные субэаральные вулканы; 5 — офиолитовая шовная зона; 6 — шовные линии; 7 — границы тектонических зон.

Цифры на схеме: 1 — Скифская палеозойская платформа с зонами раннеальпийской складчатости (1а), 2 — Северо-Кавказский срединный массив с наложенным среднепалеозойским рифтом Передового хребта (2а), 3 — Пшекиш-Тырныаузская зона разломов, 4 — зона Главного хребта, 5 (5а, 5б) — зона Южного склона, 6 — Понтийско-Закавказский байкальско-герцинский срединный массив; 6с и 6д — палеогеновые трои соответственно Аджаро-Триалетский и Талышский, 6в — южная, Сомхито-Агдамская зона срединного массива, 7 — Антолийско-Малокавказская офиолитовая шовная зона, 8 (8а) — Армяно-Нахичеванская субплатформа

(до 5—7 км). Пшекиш-Тырныаузская зона разломов (3), маркирующая среднепалеозойский малый океанический бассейн, отделяет Северо-Кавказский срединный массив от альпийской области Большого Кавказа с зонами Главного хребта (4) и Южного склона (5, 5а, 5в). В первой нижнеюрские осадки трансгрессивно перекрывают герцинское кристаллическое основание, во второй местами согласно следует за глинисто-сланцевой свитой среднего палеозоя — триаса. Мезозойско-кайнозойский разрез на Большом Кавказе представлен мощной аспидно-сланцевой толщей и базальтовыми сериями лейаса — байоса (5 км), песчаниками и аргиллитами бата (0,5 км), верхнеюрским, меловым и эоценовым карбонатным и терригенным флишем, локализованным в пределах западного и восточного флишевых бассейнов зоны Южного склона (5а, 5в). В зонах раннеальпийской складчатости (Главный хребет, Центральная часть зоны южного склона) флиш замещается мало-мощными мелководными карбонатами. Осадки интенсивно дислоцированы и в восточной и западной частях надвинуты на юг, на северный

¹ Здесь и далее цифры на рис. 1.

край Понтийско-Закавказского байкальского герцинского срединного массива (6). Мезозой и кайнозой массива представлен слабоскладчатым субплатформенным чехлом мелководно-прибрежных терригенных, карбонатных и вулканических, преимущественно андезитовых, пород, а также позднеальпийской молассой. В центральной части массива расположены палеогеновые трюги — Аджаро-Триалетский (6с) и Талышский (6д), в которых флишеидные и базальтовые подводные толщи палеогенового возраста достигают максимальной мощности (7—10 км). Понтийско-Закавказский срединный массив вдоль системы крутых надвигов сочленяется с Анатолийско-Малокавказской офиолитовой шовной зоной (7). Западная и юго-восточная части последней представлены офиолитовым меланжем. В юго-восточной части андезитовые вулканисты юры — неокома трансгрессивно перекрыты флишеидно-олистомовым комплексом альба — нижнего сенона. На офиолитовой олистомове залегают тектонические покровы ультрабазитов, базальтов, радиополяритов и офиолитового меланжа, трансгрессивно перекрытые терригенно-карбонатными мелководными отложениями кампан — маастрихта и андезитовыми вулканистами эоцена (Книппер, 1975).

Офиолитовый шов разделяет два региона с контрастной палеозойской и раннеальпийской историей развития. С юга к нему примыкает Армянско-Нахичеванская субплатформа (8). Байкальский фундамент последней перекрыт слабоскладчатыми мелководными известняками и доломитами среднего — верхнего палеозоя и триаса. Юра представлена лишь близ Иранской границы карбонатно-глинистой пачкой аалена — байоса — бата — келлова (200 м), расположенной на базальтах (250 м). Разрез мела начинается с альба. В альбе — верхнем мелу формируется мелководная терригенно-карбонатная толща с незначительным проявлением андезитового вулканизма. Палеоген-четвертичные породы обнаруживают большое сходство с синхронными образованиями Понтийско-Закавказского массива.

Северный край Армянско-Нахичеванской субплатформы (8а), так же как и периферические части Понтийско-Закавказского срединного массива (6а, 6в), интенсивно переработаны альпийским тектогенезом.

На южной периферии Армянско-Нахичеванской субплатформы расположена Вединская офиолитовая зона, которую часть исследователей (Сатиан, 1975) рассматривают как корневую, другие же считают аллохтонной (Книппер, 1975). Природа Вединской зоны не ясна, и в данной работе она не рассматривается.

ВУЛКАНИЗМ

Альпийская история Кавказа охватывает четыре крупных этапа вулканизма: юрско-неокомский, аптско-верхнемеловой, палеогеновый и верхнемиоцен-четвертичный.

Объем статьи не позволяет полностью цитировать обширную литературу по альпийскому вулканизму этого региона. Основные результаты суммированы в следующих сводках: Геология Армянской ССР, т. IV, 1970; Ломизе, Суханов, 1974; Дзюценидзе и др., 1975; Схиртладзе и др., 1975; Закариадзе и др., 1975.

Юрско-неокомский вулканизм с различной интенсивностью проявился во всех геотектонических единицах Кавказа.

На Армянско-Нахичеванской субплатформе проявление вулканизма ограничивается Приараксинской зоной, где представлена пачка толеитовых и слабощелочных базальтов, диабазов и базальтовой пирокластики (260—50 м), залегающая между триасом и ааленом.

Шаровые лавы толеитов, ассоциирующиеся с радиоляритами, представленные в офиолитовом меланже и тектонических покровах Анатолийско-Малокавказской офиолитовой зоны, относятся к юре — неокому

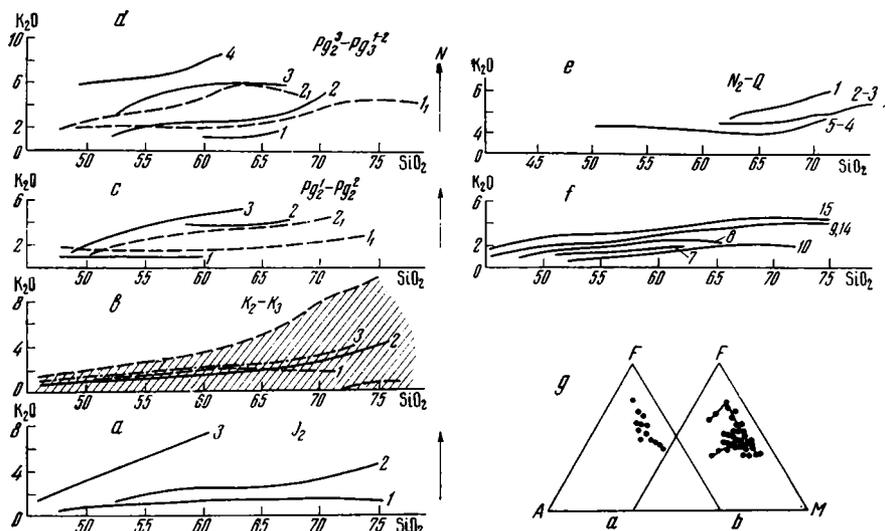


Рис. 2. Латеральные вариации содержания K_2O в альпийских андезитовых комплексах Кавказа, охарактеризованные вариационными кривыми K_2O/Na_2O . *a.* Средняя юра Понтийско-Закавказского срединного массива. 1 — Южная периферия, 2 — центральная часть, 3 — северо-западная часть. *b.* Апт — верхний мел. 1, 2 — Понтийско-Закавказский срединный массив: 1 — Южная периферия, 2 — Центральная часть, 3 — Северо-Кавказский срединный массив. *c.* Нижний — средний эоцен. 1—3 — Армянско-Нахичеванская субплатформа: 1 — южная периферия, 2 — центральная часть, 3 — северная часть, 1₁, 2₁ — Понтийско-Закавказский срединный массив: 1₁ — южная часть, 2₁ — центральная часть. *d.* Верхний эоцен — нижний и средний олигоцен. 1—4 — Армянско-Нахичеванская субплатформа: 1 — южная периферия, 2, 3 — центральная часть, 4 — северная часть 1₁, 2₁ — Понтийско-Закавказский срединный массив: 1₁ — южная периферия, 2₁ — центральная часть. *e.* Верхний миоцен — квартер. Большой Кавказ и Предкавказье. 1 — Минераловодские субвулканы, 2 — Эльбурско-Чегемская группа вулканов, 3 — Кельско-Казбекская группа вулканов. *f.* Верхний миоцен — квартер. Малый Кавказ. 10 — Араратское нагорье, 7 — Бакурианская группа, 8 — Джавахетское нагорье, 9—14 — Арагацское и Гегамское нагорья, 15 — Варденис-Сюникская группа

Номера кривых на диаграммах *e* и *f* соответствуют цифровым обозначениям групп молодых вулканов на рис. 3. *g.* Диаграмма АФМ для нижнеюрских (*a*) и среднеюрских (*b*) базальтоидов Большого Кавказа. Диаграммы построены по следующим данным: Дзоценидзе, 1948; Схиртладзе, 1958; Геология Азербайджана, Петрография, 1952; Азизбеков, 1961; Абдуллаев, 1963; Чечелашвили, Беридзе, 1965; Ломизе, 1969; Геология Армянской ССР, т. IV. Петрография вулканических пород, 1970; Джанелидзе и др., 1972, *z*; Беридзе, 1973; Остроумова и др., 1973; Адамия и др., 1974; Кондаков, 1974; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974 и неопубликованные данные; Короновский, неопубликованные данные; Lambert et al., 1974

(Книппер, 1975) и свидетельствуют о проявлении вулканизма в океанических условиях.

Юрско-неокомский вулканизм был весьма интенсивен на Понтийско-Закавказском срединном массиве. В гетанг — синемюре в центральной части массива образовалась свита наземных риолитов. После перерыва вулканическая активность возобновилась в аалене на южной периферии массива и резко усилилась в байосе, охватив практически всю территорию последнего. В байосе в условиях мелкого моря и на островах формируется вулканогенная толща (0,5—3 км), сложенная породами известково-щелочной ассоциации базальт — андезит — дацит — риолит, среди которых резко преобладают базальтовые андезиты и андезиты, и породами шошонитовой серии. Для байосских вулканических пород характерна четкая полярность с возрастанием содержания K_2O с юга на север (рис. 2, *a*).

В южной части массива батский вулканизм без перерыва следует за байосским и, постепенно ослабевая, продолжается в верхней юре —

раннем неокOME (средний валанжин). В период бат — неоком формируется вулканогенно-осадочная толща (2,5 км), вулканические породы которой по составу аналогичны байосским. На северной периферии в бате вулканизм почти полностью прекращается, а в верхней юре в прибрежно-лагунных условиях локально образуются единичные покровы и пачки щелочных базальтов — трахитов.

Резкий контраст с андезитовыми сериями Понтийско-Закавказского массива составляют юрские вулканы Большого Кавказа, сформировавшиеся в открытом глубоком морском бассейне и ассоциирующие с глинистыми сланцами.

В лейасе — аалене локально проявившийся вулканизм представлен бимодальной серией толеит — спилит — риолит, характеризующейся типично толеитовым трендом дифференциации (рис. 2, д). В байосе вулканизм охватывает центральную часть зоны южного склона, где формируется серия лав и пирокластолитов базальтового состава (3,5 км), ее северную периферию и зону Главного хребта, где аспидно-сланцевая толща лейаса — байоса (4 км) пронизана многочисленными пластовыми и секущими жилами диабазов, по составу отвечающими толеитам. Наряду с почти полным исчезновением кислых разностей в байосе существенно меняется тренд дифференциации — известково-щелочной тренд становится господствующим (рис. 2, д), появляются разности с первичной паргаситовой роговой обманкой.

Таким образом, в байосе наряду с расширением области активного вулканизма и возрастанием его интенсивности наблюдается четко выраженное возрастание содержания воды в базальтовой магме, совпадающее во времени со взрывом интенсивного андезитового вулканизма на примыкающем с юга срединном массиве.

На Северо-Кавказском срединном массиве и на Скифской платформе в нижней — средней юре отмечены локальные незначительные проявления базальт-риолитового и шшонитового вулканизма.

Аптско-верхнемеловой вулканизм, проявившийся в условиях общего погружения всех тектонических единиц Кавказа, по интенсивности уступает юрско-неокомскому вулканизму.

На Понтийско-Закавказском срединном массиве меловой вулканизм представлен (1) дифференцированным комплексом, сформированным в мелководно-островных условиях (апт — кампан), (2) подводной щелочно-базальтовой серией турон — сантона, которая локализована на северной периферии массива.

Дифференцированный комплекс сложен известково-щелочными (базальт — андезит — дацит — риолит) и слабощелочными (базальт — трахитандезит — натровый делленит) сериями, тесно ассоциирующими с терригенными и карбонатными осадками. Породы известково-щелочной серии доминируют. Комплекс характеризуется широкими вариациями щелочности и основности. Преобладают то базальты, то дациты и риолиты, андезиты количественно подчинены. В отдельных небольших прогибах представлены лишь толеитовые и слабощелочные базальты.

Длительность вулканической деятельности и ее интенсивность существенно уменьшаются с юга на север. На южной периферии за период апт — коньяк сформировалась вулканогенно-осадочная толща мощностью в 2000—3500 м, тогда как на севере отложения альба — сеномана содержат лишь отдельные линзы и прослои вулканокластических пород.

Латеральная петрохимическая зональность в меловом дифференцированном комплексе отсутствует (рис. 2, в). Для последнего характерна неоднородность трендов дифференциации, проявляющаяся иногда даже в пределах отдельных мелких прогибов.

На северной периферии массива за крайне слабым известково-щелочным вулканизмом альб — сеномана в турон — сантоне следует про-

явившийся в условиях мелкого моря щелочно-базальт-трахитовый вулканизм. Покровы и пирокластолиты высокомагнезиальных, высокотитанистых (TiO_2 —2%) базальтов и трахитов, субвулканические тела тешенитов, камптонитов, фонолитов, ассоциирующие с известняками, образуют вулканогенно-осадочную свиту мощностью в 300—800 м.

На южном склоне Большого Кавказа слабощелочной и щелочной базальтовый вулканизм локализован в западном и восточном флишевых трогах, где мощность вулканогенно-осадочных свит альб — сеномана колеблется от 200— до 1000 м.

В зоне Главного хребта Большого Кавказа и на Северо-Кавказском срединном массиве проявления мелового вулканизма незначительны и локальны. Здесь установлены небольшие послекюрские гипабиссальные тела щелочных габброидов, альбитофиров, трахитов. Маломощные (100 м) разрозненные выходы альбских туфогенов известны на Скифской платформе.

Палеогеновый вулканизм был очень интенсивен в южной части Понтийско-Закавказского срединного массива и на Армянско-Нахичеванской субплатформе. Здесь он представлен известково-щелочными и шошонитовыми вулканическими сериями, образующими Малокавказский «андезитовый пояс» и базальтовыми сериями, представленными в рифтовых трогах Аджаро-Триалетии и Талыша.

Малокавказский андезитовый пояс — часть обширного альпийского палеогенового пояса, протягивающегося из Средиземноморья через Турцию, Иран и Афганистан по обе стороны Анатолийского Малокавказского офиолитового шва. Пояс сложен взаимозамещающимися вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, сформированными в мелководно-прибрежных условиях. Вулканическая активность начинается в нижнем эоцене, резко усиливается в среднем эоцене и продолжается в верхнем эоцене и олигоцене, постепенно затухая.

Нижняя, ниже- и среднеэоценовая часть вулканической толщи (2—2,5 км) сложена дифференцированной известково-щелочной серией базальт — андезит — дацит — риолит и характеризуется преобладанием средних пород, состав которых варьирует от нормальных андезитов и дацитов до шошонитов и банакитов.

В верхнем эоцене область активного вулканизма сокращается, а щелочность его продуктов возрастает. Верхняя часть палеогеновой вулканической толщи сложена преимущественно высококалиевыми известково-щелочными породами и шошонитами с локальными проявлениями лейцитовых и нефелиновых щелочных пород. Малокавказский офиолитовый шов разделяет андезитовый пояс на две полосы, каждая из которых характеризуется независимой северонаправленной полярностью.

В южной полосе содержание K_2O как в ниже- и среднеэоценовых, так и в верхнеэоцен-олигоценых образованиях возрастает с юга на север. Непосредственно к северу от офиолитового шва K_2O резко понижается, но далее на север по мере удаления от шва вновь возрастает (рис. 2, с, d).

Палеогеновые вулканы андезитового пояса характеризуются существенным распространением высококалиевых известняково-щелочных пород и шошонит-банакитов и резким возрастанием щелочности к концу цикла, обнаруживая сходство с молодым и новейшим вулканизмом Средиземноморья (Ninkovich, Hayes, 1972).

Два базальтовых трога, расположенных в тыльной (северной) части андезитового пояса, Аджаро-Триалетия и Талыш, характеризуются максимальной мощностью палеогена (до 7—10 км), относительно глубоководными условиями осадконакопления и резким преобладанием слабощелочных и щелочных базальтов (до 80%), причем существенную

роль играют роговообманковые разности базальтов. Сходными чертами обладает палеогеновая базальтовая серия Центрального Эльбруса (Иран), описанная П. Штальдером (Stalder, 1971), также расположенная в тылу синхронного андезитового пояса.

Для среднеэоценовых базальтоидов западной Аджаро-Триалетии, сформированных в условиях наиболее интенсивной вулканической активности, установлена четкая латеральная зональность с слабощелочными, роговообманковыми базальтами на южном фланге, щелочными высококалийными, высокомагнезиальными базальтами на северной периферии и узким (2—2,5 км) субвулканическим комплексом роговообманковых толеитов в осевой части.

Раннепалеогеновый базальтовый вулканизм Аджаро-Триалетии и Талыша обнаруживает большое сходство с современным вулканизмом континентальных рифтов. Латеральная зональность базальтоидов, сходная с зональностью, установленной в западной Аджаро-Триалетии, описана для континентальных и океанических рифтов.

Однако следует подчеркнуть, что по некоторым петрохимическим параметрам (низкая титанистость, высокое содержание воды) базальты палеогеновых рифтов Кавказа близки базальтам островодужных серий. Подобная же двойственная природа установлена для некоторых междугубовых бассейнов западного Тихого океана — группа Нью-Джорджия Соломоновых островов (Stanton, Bell, 1969), междугубовой рифт Новых Гебрид (Colley, Warden, 1974).

Неоген-четвертичные (сармат-голоцен) преимущественно наземные вулканические образования Кавказа, занимающие значительную площадь, относятся к обширному неовулканическому поясу Альпийской системы, протягивающемуся от островов Средиземного моря, через Турцию, Кавказ и Иран в Афганистан. Южный край пояса контролируется крупным линейamentом, расположенным на границе моря Леванта и Аравийского полуострова с Альпийской складчатой областью.

Неоген-четвертичные группы вулканов связаны с двумя типами структур (рис. 3): Айоцзор-Варденисская и Сюникская группы юго-восточной части Малого Кавказа коррелируются с субширотными структурами и относятся к северной периферии Малоазиатского сегмента альпийского неовулканического пояса. Они представлены шошонитовыми сериями с незначительным проявлением щелочно-базальтового вулканизма. Породы повышенной щелочности характеризуют северную периферию неовулканического пояса не только на Малом Кавказе, но и в Северном Иране (Stalder, 1971).

Крайне северным субмеридиональным ответвлением неовулканического пояса является цепь вулканов, связанная с транскавказским меридиональным поднятием. На Большом Кавказе и Предкавказье к последнему относятся Кельско-Казбекская и Чегем-Эльбрусские группы верхнемиоцен-четвертичных андезит-дацит-риолитовых вулканических минераловодская группа верхнемиоцен-нижнеплиоценовых субвулканических трахилипаритов. Содержание K_2O возрастает от юго-восточного блока (Кельско-Казбекская группа) к северо-западному. А в пределах последнего — от чегем-эльбрусских эффузивов к минераловодским субвулканикам (см. рис. 2, е).

В Рионской межгорной впадине локально проявился постсарматский щелочно-базальтовый вулканизм рифтового типа, давший отдельные покровы и пачки щелочных базальтов и трахитов.

На Малом Кавказе субмеридиональная (ССЗ) цепь вулканических нагорий сложена верхнеплиоцен-четвертичными породами известково-щелочной серии базальт — андезит — дацит — риолит и шошонитами. Содержание K_2O и общая щелочность отчетливо возрастают с севера на юг, от Бакурианской группы вулканов через Джавахетское нагорье

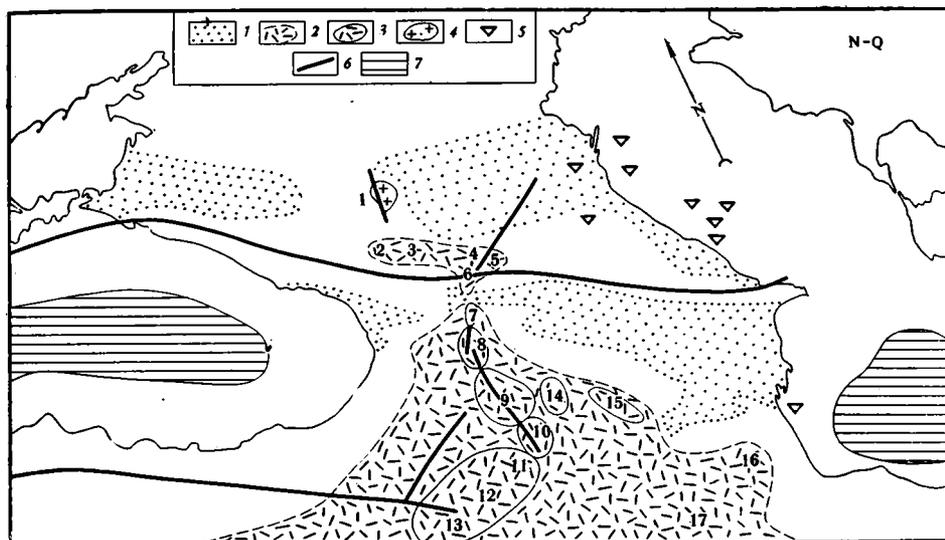


Рис. 3. Элементы неотектоники Кавказского региона

Условные знаки: 1 — передовые и межгорные прогибы; 2 — область развития неоген-четвертичного вулканизма; 3 — группы вулканов; 4 — неогеновые гипабиссальные интрузивы; 5 — эпицентры подкорковых землетрясений; 6 — сейсмоактивные линии с коровыми землетрясениями; 7 — участки субокеанической коры Черного моря и Южного Каспия.

Цифры на схеме: 1 — интрузивы района Минеральных Вод; группа вулканов: 2 — Эльбрусская, 3 — Чегемская, 4 — Казбекская, 5 — Кельская, 6 — Юго-Осетинская, 7 — Бакурианская, 8 — Джавахетская, 9 — Арагацкая, 10 — Араратская, 14 — Гегемская, 15 — Сюникская; вулканы: 11 — Тендюрек, 12 — Сюпхан, 13 — Немрут, 16 — Савалан, 17 — Сахенд

к Арагацкому и Гегамскому нагорьям, в пределах которых смыкаются субмеридиональная и субширотная цепи вулканов. Однако южнее, на Араратском нагорье, содержание K_2O вновь падает (см. рис. 2, f). Следует подчеркнуть, что Арарат расположен на стыке двух структур север — северо-западного и север — северо-восточного направления, с которыми связаны крупные вулканические постройки.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Несмотря на существенные различия во взглядах по ряду вопросов доальпийской истории Кавказа общим является признание большой роли герцинского орогенеза в формировании преальпийских крупных структурных и морфологических единиц этого региона. В качестве исходной позиции в данной статье принята точка зрения Ш. А. Адамия (Адамия и др., 1975), согласно которой уже перед юрой в области современного Анатолийско-Малокавказского офиолитового пояса располагался бассейн океанического типа (5 на рис. 4). Вдоль северного края последнего проходила граница между литосферными плитами. Южнее океанической области Тетис был расположен Ирано-Турецкий микроконтинент (6). Часть Кавказского региона, расположенная севернее этой границы, представляла собой систему островная дуга (4) — окраинное море (3) с относительно узкой полосой шельфа (2), т. е. активный край Восточно-Европейского континента (1).

ДОКОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ ЮРА — РАННИЙ НЕОКОМ

Начало альпийского цикла (ранняя юра) ознаменовалось погружением и растяжением всех тектонических единиц Кавказа, которое сопровождалось более или менее интенсивной вулканической деятельностью.

Наименьшим было погружение северной части Ирано-Турецкого микроконтинента (Армянско-Нахичеванская субплатформа), большая

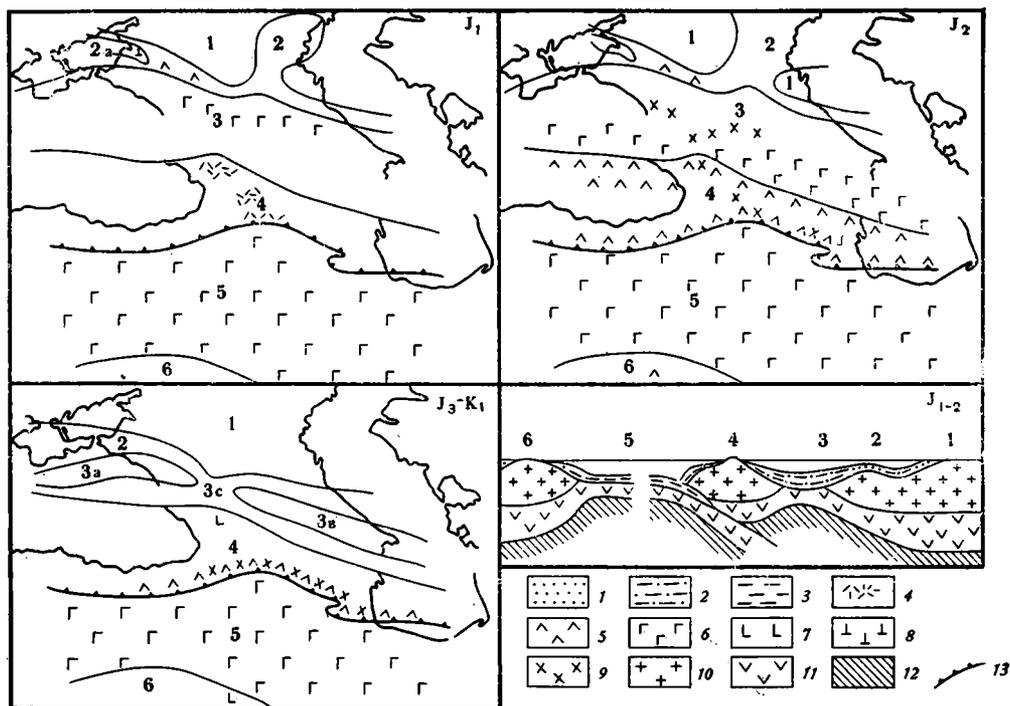


Рис. 4. Структурно-палеогеографическая схема доколлизиионной стадии Кавказского региона.

1 — мелководные, 2 — относительно глубоководные и 3 — глубоководные (океанические) осадки. Вулканизм: 4 — мелководный и субазальный дифференцированный известково-щелочной с преобладанием кислых пород, 5 — мелководный известково-щелочной андезитово-дацитовый; 6 — глубоководный базальтовый (толеитовый), 7 — мелководный и субазальный щелочно-базальтовый, 8 — умеренно глубоководный слабощелочной базальтовый, 9 — гранитоиды, 10 — доальпийский фундамент («гранитный» слой и доюрские образования), 11 — «базальтовый» слой, 12 — верхняя мантия, 13 — граница Восточно-Европейской и Иранско-Турецкой плит. Объяснения цифровых обозначений схемы см. в тексте

часть которой в юре оставалась размывающейся сушей. Морской бассейн существовал в Приараксинской области, где в условиях мелкого моря проявился толеитовый и слабощелочной базальтовый вулканизм, подобный базальтовому вулканизму границы триас — юры многих районов Ирана (Stöcklin, 1968), что можно связать с интенсивным дроблением Иранской платформы в раннем мезозое. В раннем неокоме море полностью покинуло Армянско-Нахичеванскую субплатформу.

Данные о возрасте базальт-радиоляритовой ассоциации Анатолийско-Малокавказского офиолитового пояса (Книппер, 1975) позволяют предположить, что в юре — раннем неокоме здесь существовал расширяющийся океанический бассейн, в котором формировалась базальтовая кора.

В результате лейасской трансгрессии Понтийско-Закавказская островная дуга, являвшаяся в триасе размываемой суши, превратилась в цепь островов в мелком море — область отложения грубых аркозов, органогенных известняков и локального наземного и подводного риолитового вулканизма. Прогибание с сохранением мелководно-островной среды продолжилось в аалене и байосе. В результате вулканической активности, возобновившейся в аалене и достигшей максимума в байосе, сформировался андезитовый пояс с четкой латеральной петрохимической зональностью, типичной для островных дуг (Hatherton, Dickinson, 1969).

Гораздо более интенсивным было растяжение и погружение окраинного моря Большого Кавказа. Морской бассейн, существовавший здесь с палеозоя — триаса, сильно расширился. В его пределах в условиях открытого глубокого моря в лейасе — байосе скопились огромные массы тонкого песчано-глинистого материала и проявился толеитовый и слабощелочной базальтовый вулканизм. Характер осадконакопления и вулканизма свидетельствует об интенсивном растяжении и, возможно, формировании новой базальтовой коры на отдельных участках окраинного моря.

Лейасская трансгрессия расширяет шельф Восточно-Европейской платформы. В его пределах продолжают прогибаться относительно глубокие трюги, где скапливается мелкообломочный терригенный материал и проявляется базальт-риолитовый бимодальный вулканизм. В байосе на шельфе продолжается осадконакопление в мелководных условиях. Слабый шошонитовый вулканизм локально проявившийся вдоль южного края шельфа, является отголоском бурных событий на островной дуге и в окраинном море.

Ранне- и среднеюрский этап развития завершился фазой сжатия (предкелловейская фаза), четко проявившейся на южной и северной перифериях окраинного моря, где интенсивная складчатость сопровождалась внедрением гранитоидов. С этой фазой связано сужение окраинного моря, обособление в его пределах западного и восточного флишевых трюгов, соединенных мелководной перемычкой, общее поднятие Восточно-Европейского шельфа и северной части островной дуги и прекращение здесь вулканической деятельности. Слабее выражена предкелловейская фаза на южном крае островной дуги, где она маркируется локальными перерывами в осадконакоплении и вулканизме, но не отразилась существенно ни на палеогеографической обстановке, ни на составе продуктов вулканизма.

В поздней юре — раннем неогене на южной периферии островной дуги в прибрежных и мелководных условиях идет седиментация карбонатно-терригенных осадков и продолжается, постепенно ослабевая, известково-щелочной вулканизм. Центральная часть дуги остается размываемой суши, а ее северная часть вновь начинает прогибаться. Осадконакопление происходит в условиях шельфа и в лагунах, локально сопровождаясь щелочно-базальтовым вулканизмом.

Интенсивно прогибаются флишевые трюги окраинного моря, в которых формируются мощные толщи терригенного и карбонатного флиша. На остальных участках окраинного моря отмечаются маломощные мелководные осадки.

Относительно слабая андская фаза в конце юры привела к складчатости на южной и северной периферии окраинного моря и обусловила поднятие с локальными перерывами в осадконакоплении на южной периферии островной дуги.

Таким образом, часть Кавказа, расположенная к северу от Анатолийско-Малокавказского офиолитового пояса, в юре — раннем неогене может быть рассмотрена как активная континентальная окраина зааднатихоокеанского типа. Принимая концепцию тектоники плит, сле-

дует допустить, что вдоль северного края Анатолийско-Закавказского океанического бассейна располагался глубоководный желоб и наклоненная к северу зона субдукции, активность которой обусловила андезитовый вулканизм на островной дуге и подъем мантийного диапира в области окраинного моря. Фацией желоба, очевидно, являются глаукофановые сланцы, установленные в меланже Анатолийско-Малокавказской офиолитовой зоны (Книппер, 1975).

СРЕДНИЙ МЕЛ: СТАДИЯ КОЛЛИЗИИ

В среднем мелу (поздний неоком — альб) происходит замыкание Анатолийско-Малокавказского океанического бассейна и коллизия Ирано-Турецкого микроконтинента с Понтийско-Закавказской островной дугой, вследствие чего образуется единый Малоазиатско-Закавказский континентальный массив (рис. 5). Коллизия, связывающаяся

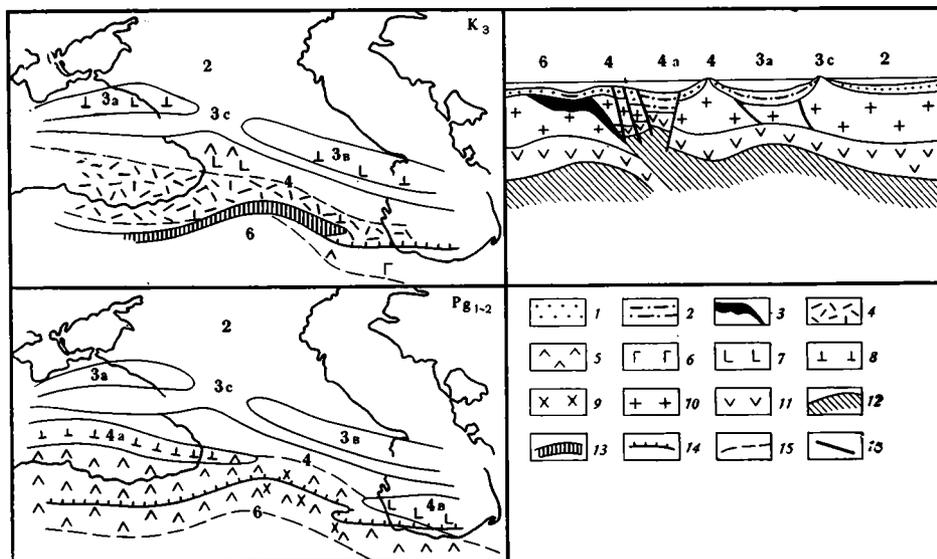


Рис. 5. Структурно-морфологическая схема послеколлизионной стадии Кавказского региона

Условные знаки: 1 — мелководные и 2 — относительно глубоководные осадки, 3 — олистолиты, тектонический меланж и аллохтонные пластины офиолитовой ассоциации. Вулканизм: 4 — мелководный и субазральный дифференцированный известково-щелочной с преобладанием кислых пород, 5 — мелководный и субазральный известково-щелочной андезито-дацитовый, 6 — глубоководный базальтовый, 7 — мелководный и субазральный щелочно-базальтовый, 8 — умеренно глубоководный субщелочной базальтовый, 9 — гранитоиды, 10 — фундамент («гранитный» слой и доальбские образования), 11 — «базальтовый» слой, 12 — верхняя мантия, 13 — офиолитовая шовная зона, 14 — шовная линия, 15 — границы андезитового пояса, 16 — разломы

с австрийской фазой сжатия, получает выражение в воздымании и разрыве северной периферии Ирано-Турецкого микроконтинента и южной окраины островной дуги (поздний неоком), в формировании узкого остаточного Анатолийско-Малокавказского морского бассейна с накоплением грубозернистых и флишоидных отложений, а также серпентинитового меланжа и олистостромового комплекса, аллохтонных пластин, представленных офиолитовой ассоциацией пород (Книппер, 1975 и др.), и в общем ослаблении вулканизма. В северной части Понтийско-Закавказской островной дуги, в окраинном море Большого Кавказа и его шельфовой области проявление австрийской фазы сжатия весьма незначительно.

ПОЗДНИЙ МЕЛ — ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД: ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ

Поздний мел. Начало постколлизии знаменуется возобновлением растягивающих напряжений на всей территории Кавказа, общим погружением фундамента и трансгрессией моря, проявившейся наиболее широко в центральной и южной частях Малоазиатско-Закавказского континентального массива (микроконтинента). Трансгрессия, намечающаяся с альба, наибольшее развитие получила в верхнем туроне. В шельфовой области и зонах раннеальпийской складчатости окраинного моря формируется маломощный покров мелководных преимущественно карбонатных отложений (см. рис. 5). Во флишевых трогах продолжается интенсивное накопление карбонатно-терригенного флиша. Малоазиатско-Закавказский микроконтинент почти целиком покрыт мелким эпиконтинентальным морем, в котором отлагаются вулканогенные карбонатные и терригенные осадки. Закрытый океанический бассейн маркируется Анатолийско-Малокавказской офиолитовой шовной зоной с обдуцированными, продолжающими разрушаться пластинами океанической коры (альб — ранний сеноман). Важно подчеркнуть, что основное поле развития альб-позднемелового андезитового вулканизма располагается к северу от этой зоны. Таким образом, формирование альбско-позднемелового андезитового пояса Кавказа естественно связать с продолжающейся активностью зоны субдукции замкнувшегося Анатолийско-Малокавказского океанического бассейна. Весьма показательна аномальность вулканизма, непосредственно следующего за коллизией, выраженная в отсутствии латеральной петрохимической зональности (см. рис. 2, в) и в существенной неоднородности трендов дифференциации по всему поясу. Базальтовый вулканизм окраинного моря (альб — сеноман) заметно уступает по масштабу юрскому.

В конце позднего мела в связи (?) с проявлением субгерцинской и ларамийской фаз сжатия вулканизм прекращается на всей территории Кавказа. Повсеместно, за исключением продолжающих прогибаться флишевых трогов, формируется маломощный покров мелководных известняков.

Таким образом, на начальном этапе постколлизии стадии (альб — поздний мел) Кавказ продолжает сохранять ряд признаков активной окраины: остается почти без изменения геодинамический режим в области окраинного моря, функционирует наклоненная к северу зона субдукции, с которой связан андезитовый вулканизм, проявляющийся в пределах Понтийско-Закавказского срединного массива, до коллизии представлявшего собой островную дугу.

П а л е о ц е н - э о ц е н о в а я палеогеографическая обстановка мало отличается от позднемеловой. Большая часть Кавказа в это время представляет собой область эпиконтинентального моря, где происходит накопление маломощных терригенных и карбонатных осадков. Продолжают развиваться несколько смещенные к югу флишевые трогов Большого Кавказа. В Центральной полосе Малоазиатско-Закавказского микроконтинента проявился интенсивный андезитовый вулканизм, приведший к формированию андезитового пояса, расположенного по обе стороны Анатолийско-Малокавказского офиолитового шва и перекрывающего последний в его центральной части.

Формирование палеогенового андезитового пояса альпийской системы, к которому относятся палеогеновые вулканы Малого Кавказа, связывают с активной субдукцией вдоль северного края замыкающегося бассейна системы Загрос — Тавр (Forster et al., 1972). Сдвоенная латеральная зональность Малокавказского андезитового пояса (см. рис. 2, с, d) позволяет предположить остаточную активность Анатолий-

ско-Малокавказской зоны палеосубдукции. Шовная зона в палеогене все еще остается подвижной, о чем свидетельствуют протрузии офиолитового меланжа и тектонические покровы офиолитов, сформированные в палеогене (Книппер, 1975).

В тылу андезитового пояса, в центральной части Понтийско-Закавказского срединного массива, интенсивно развиваются относительно глубоководные рифтовые трюги Черноморско-Аджаро-Триалетский и Талыш-Южнокаспийский — области интенсивного растяжения и базальтового вулканизма. Латеральная петрохимическая зональность среднеэоценовых базальтоидов западной Аджаро-Триалетии свидетельствует о начавшемся спрединге, который, очевидно, был наиболее интенсивен в центральном Черном море и Южном Каспии и привел к формированию «безграничных» участков этих бассейнов (Адамия и др., 1974.). Геодинамическая модель, предложенная Д. Каригом (Karig, 1971) для объяснения генезиса окраинных морей, очевидно, приемлема и для палеогеновых рифтов Кавказа.

С позднеэоценовой тектонической фазой связано воздымание многих участков Кавказа, сокращение области активного вулканизма, повышение щелочности его продуктов. Геодинамическая модель, принятая для палеоцен-эоценового периода развития Кавказа, которая подразумевает наличие падающей на север зоны (или зон) субдукции и поднятие мантийного диапира в области рифтовых трюгов, характеризует активную окраину. От окраины западно-тихоокеанского типа ее отличает главным образом отсутствие обширной океанической области. В этот период между сближающимися Евро-Азиатским и Афро-Аравийским континентами существует морской бассейн типа Средиземного моря с обширными эпиконтинентальными участками, однако включающий, возможно, также и реликтовые или вновь сформированные участки базальтовой коры и падающие на север зоны субдукции. Таким образом, в палеогене Кавказ остается активной континентальной окраиной, которую условно можно назвать окраиной средиземноморского типа.

Олигоцен — голоцен. С олигоцена начинается инверсия рельефа на месте флишевых трюгов окраинного моря, а также палеогеновых рифтов и остаточных бассейнов шовной зоны; образуются горно-складчатые системы. Ограничивающие их приподнятые блоки погружаются, формируя передовые и межгорные прогибы — бассейны накопления мелководно-морских, затем континентальных моласс, часто достигающих огромных мощностей. Отмершие палеогеновые рифты Черного моря и Южного Каспия, не затронутые складчатостью, продолжают погружаться, все более разрастаясь и захватывая все новые и новые части прилегающей суши, несогласно накладываясь на разные структурные единицы. Линии равных мощностей земной коры или ее отдельных слоев, так же как и полосовые аномалии гравитационного и магнитного полей, как правило, повторяют простирания основных тектонических структур района (субширотные — северо-западные простирания), за исключением самых молодых наложенных впадин Черного, Азовского и Каспийского морей. В целом с участками позднеальпийского сжатия, складчатости, метаморфизма и андезитового магматизма совпадают области максимальной мощности консолидированной части коры, а с участками позднеальпийского погружения и растяжения — области утонения консолидированной коры (Адамия и др., 1975).

Весьма важными структурами Кавказского региона на фоне общекавказских (субширотных) являются структуры, расположенные поперечно к ним. В самом общем плане это выражается наличием Кавказского перешейка между впадинами Черного и Каспийского морей. Ось этой важнейшей для региона субмеридиональной структуры проходит по центральной, наиболее приподнятой части Кавказа, примерно по

линии Араратская группа вулканов — Арагацкая группа вулканов — Джавахетская группа вулканов и Храмский выступ палеозоя — Дзиркульский выступ палеозоя — Центральный Кавказ — Ставропольское поднятие. Эта структура четко выражена и геофизически, характеризуясь утолщением консолидированной коры, относительно высокими значениями теплового потока (1,2—2,5) и высокой мелкофокусной (коровой) сейсмичностью (Адамия и др., 1975). Возможно, она является частью крупных субмеридиональных нарушений, прослеживающихся от Афро-Аравийского континента в северном направлении (Nowgoози, 1971).

В пределах неовулканической области, связанной с транскавказским меридиональным поднятием, выделяются Большекавказский и Малокавказский районы известково-щелочного вулканизма, разделенные Рионской межгорной впадиной, где проявился слабый щелочно-базальтовый вулканизм.

За отрезок времени от олигоцена до четвертичного периода Кавказ эволюционирует от активной континентальной окраины средиземноморского типа к современной внутриконтинентальной горно-складчатой системе. Развитие происходит в условиях продолжающейся конвергенции сомкнувшихся континентальных плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ альпийской эволюции Кавказа позволяет заключить, что в период от юры до палеогена Кавказ развивается как активная континентальная окраина. Литосферная граница типа поглощения плит, ограничивающая активную окраину с юга, в юре — мелу проходит вдоль северного края замыкающегося Анатолийско-Малокавказского океанического бассейна (северная ветвь Тетиса), а в палеогене смещается на юг, в пределы бассейна системы Загрос-Тавр. Соответственно

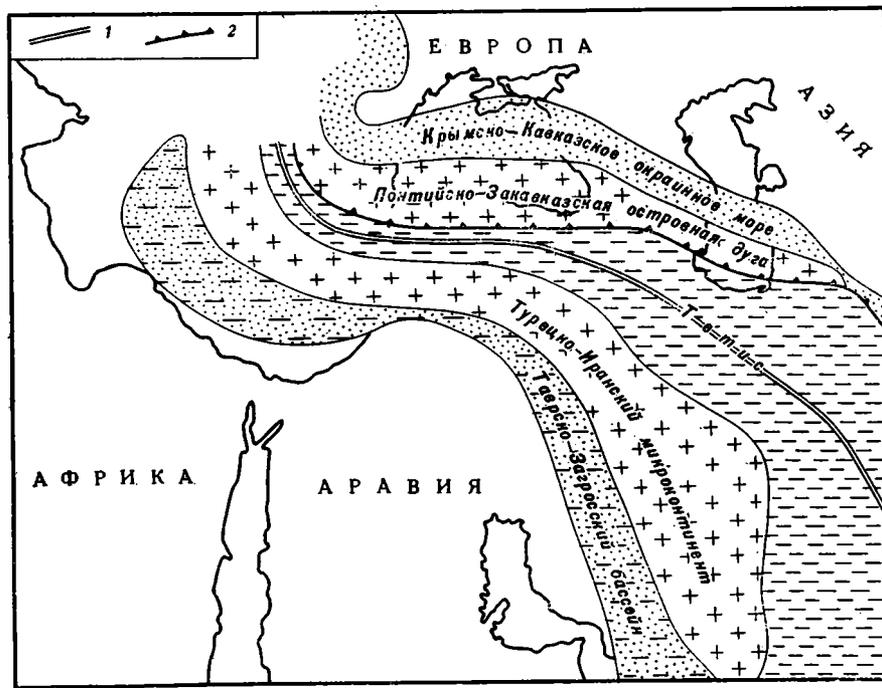


Рис. 6. Схема раннемезозойской палеогеографии и расположения литосферных плит центрального сегмента альпийского складчатого пояса Евразии. Границы литосферных плит: 1 — типа разрастания, 2 — типа поглощения

смещается на юг и маркирующая активную окраину контрастная пара вулканических серий — андезитовый пояс островодужного типа и расположенные в тылу последнего рифтовые базальтовые комплексы. С олигоцена по настоящее время в условиях продолжающейся конвергенции Афро-Аравийского и Евро-Азиатского континентов происходит складчатость и инверсия рельефа окраинного моря Большого Кавказа и палеогеновых рифтов Закавказья, сопровождающиеся интенсивным андезитовым вулканизмом.

Предлагаемая схема эволюции Кавказского региона в раннем мезозое (рис. 6) хорошо согласуется со схемой Р. Дитца и Дж. Холдена по реконструкции положения крупных литосферных плит для Пангеи (Dietz, Holden, 1970), а также с реконструкциями Р. Смита (Smith, 1971), Дж. Ф. Дьюи и др. (Dewey et al., 1973) для Альпийской области, хотя расходитсся с последними в трактовке расположения и типа литосферных границ.

Литература

- Абдуллаев Р. И. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1963.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря.— Геотектоника, 1974₁, № 1.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта.— Докл. АН СССР, 1974₂, т. 216, № 4.
- Адамия Ш. А., Балавадзе Б. К., Гамкрелидзе И. П., Гамкрелидзе П. Д., Миндели П. Ш., Рубинштейн М. М., Шенгелая Г. Ш. Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. Тез. докл. тектонического совещания. М., 1975.
- Адамия Ш. А., Заридзе Г. М., Рубинштейн М. М. Состав, возраст и условия формирования «гранито-метаморфитового» слоя Кавказа. Тез. II Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, 1975.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., 1961.
- Беридзе М. А. Раннеюрский спилито-кварц-кератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование кластических осадков.— Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, 1973, нов. сер., вып. 38.
- Гамкрелидзе И. П. Главнейшие черты тектонического развития Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса.— Сообщ. АН ГрузССР, 1974, 74, № 1.
- Геология Азербайджана. Петрография. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1952.
- Геология Армянской ССР, т. IV. Петрография вулканических пород. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1970.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Геология Кельского вулканического нагорья. «Мецниереба», Тбилиси, 1972.
- Дзоценидзе Г. С., Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н., Гаджиев Т. Г., Багдасарян Г. П., Долгих А. Г., Нетреба А. В. Эволюция мезозойского и кайнозойского вулканизма Кавказа. Тез. II Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, 1975.
- Джанелидзе Т. В., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н. Байос, порфириновая свита.— В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. «Мецниереба», Тбилиси, 1972.
- Джанелидзе Т. В., Папова Д. Ю., Девдариани Е. И. О некоторых особенностях байосской вулканической свиты юго-восточной периферии Дзиркульского массива.— Изв. Геол. о-ва Грузии, 1972, т. VIII, № 1, 2.
- Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Надарейшвили Г. Ш. Палеогеновый вулканизм Кавказа. Тез. II Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, 1975.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). «Наука», М., 1975.
- Кондаков Л. А. Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны. «Наука», М., 1974.
- Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, М., 1969.
- Ломизе М. Г., Суханов М. К. Юрская порфириновая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 2.
- Лордкипанидзе М. Б., Закариадзе Г. С. Палеогеновый вулканизм Аджарии.— В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. «Мецниереба», Тбилиси, 1974.
- Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центр И. Я. Андезит-дацитовая формация в сред-

- ней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ и связанные с ним субвулканические образования).— В сб.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). «Наука», Новосибирск, 1973.
- Сатян М. А.* Строение Еревано-Ордубадской офиолитовой зоны Малого Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 2.
- Смирнов В. И.* Зоны Бенюфа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
- Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1958.
- Схиртладзе Н. И., Короновский Н. В., Ширинян К. Г.* Позднеорогенный (неоген-антропогенный) вулканизм Кавказа. Тез. II Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, 1975.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Чечелашвили И. Д., Беридзе М. А.* Литология палеогеновых образований Юго-Восточной Грузии.— В сб.: Материалы по литологии Юго-Восточной Грузии. «Мецинереба», Тбилиси, 1965.
- Adamia Sh. A.* Plate tectonics and evolution of the Alpine system: Discussion.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86.
- Colley H., Warden A. J.* Petrology of the New Hebrides Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, № 10.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F. and Bonin J.* Plate tectonics and evolution of the Alpine system.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, № 10.
- Dietz R. S. and Holden J. C.* Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents Permian to present.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 75.
- Förster H., Fesefeldt R. and Kurstern H.* Magmatic and orogenic evolution of the Central Iranian volcanic belt.— Proc. 24th Intern. Geol. Congress, 1972, v. 2.
- Hatherton T. and Dickinson W.* The relationship between andesitic volcanism and seismicity of Indonesia, the lesser Antilles and other island arcs.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, № 12.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 11.
- Lambert S. St. J., Holland J. G., Owen P. F.* Chemical petrology of a suite of calc-alkaline lavas from mount Ararat, Turkey, J. Geol., 1974, v. 82, № 4.
- Ninkovich D., Hayes I.* Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes.— Earth and Planet. Sci. letters, 1972, v. 16.
- Nowroozi A. A.* Seismo-tectonics of the Persian plateau. Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush regions.— Bull. Seismol. Soc. America, 1971, v. 61, № 2.
- Smith A. G.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82.
- Stalder P.* Magmatismes tertiaire et subrecent entre Taleghan et Alamout, Central Elbourz (Iran).— Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitteilungen, 1971, Bd 51, H. 1.
- Stanton R. L., Bell J. D.* Volcanic and Associated rocks of the New Georgia group, British Solomon Islands Protectorate.— Overs. Geol. and Miner. resources, 1969, v. 10, № 2.
- Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran: a Review.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968, v. 52, n. 7.

УДК 551.242.32(5)

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА, Т. В. МОЛЧАНОВА**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОКА АЗИИ**

Рассматриваются отрезки Восточно-Азиатского вулканического пояса мел-палеогенового возраста и сопряженные с ними терригенные геосинклинальные прогибы. По геологическим и петрохимическим особенностям выявляется их сходство с современными структурами активных континентальных окраин, а в начале развития с вулканическими островными дугами и желобами. Приводятся доказательства образования всех магматических пород из родоначального андезитового расплава мантийного происхождения.

Активные континентальные окраины и островные дуги, сочетающиеся с желобами, представляют собой области наиболее интенсивного развития современных тектонических процессов, как это устанавливается по молодому дислокациям, нарушению изостазии, по сейсмичности, тепловому потоку, магматическим проявлениям и особенностям строения земной коры (Пушаровский, 1972; *The geology...*, 1974, и др.). Структуры, аналогичные современным, выявляются и при изучении более древних областей, пограничных между континентом и океаном. Наиболее интересными для сравнения и изучения методом актуализма представляются позднемезозойские структурные зоны востока Азии, близкие по возрасту и расположению к неоген-четвертичным структурам.

Пути такого сравнения вулканических зон намечались еще в работах Е. К. Устиева (1959) и отчасти С. В. Обручева. В дальнейшем определилось значительное сходство парных структур: вулканических зон и терригенных прогибов, выявленных в позднемезозойских и современных приокеанических областях (Белый, 1972, 1974; Меланхолина, 1973; Dickinson, 1973, и др.). Накопившиеся материалы геологических съемок последнего времени, геофизических и петрохимических исследований уже достаточны и для более детального сравнительно-тектонического анализа позднемезозойских и современных структур, необходимого для понимания тектонических процессов на периферии современных и древних океанов.

Изучение позднемезозойских структурных зон проводилось нами на основе полевых наблюдений ряда лет и различных литературных материалов по геологии Восточной Азии. Для сравнения их с современными структурами использованы преимущественно сводные работы по окраинам континентов, островным грядам и желобам. При этом сделана попытка петрохимических сопоставлений. Разработка типизации мезозойско-кайнозойских структур континентальных окраин представляет дело дальнейших исследований, когда можно будет «выделить тектонические формы, определить, что объединяет их и что разделяет, а также установить отношение этих форм к окружающей среде и между собой. Тогда выявятся общие закономерности и исключения» (Штилле, 1964).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВРЕМЕНИ

Для всей восточной окраины Азиатского континента в конце юрского и в меловое время выявляется крупная перестройка структур земной коры (Объяснительная..., 1957; Пущаровский, 1972; Меланхолина, 1973, 1975; Тильман и др., 1975, и др.). С формированием складчатых сооружений мезозойд на огромных территориях было связано становление земной коры континентального типа. Позднемезозойский возраст континентальной коры устанавливается по проявлению главной складчатости, регионального метаморфизма и известково-щелочного магматизма среднего и кислого состава, по накоплению верхних моласс во впадинах (Пейве и др., 1976). Формирование гранитно-метаморфического слоя коры сопровождалось отеснением геосинклинальных прогибов к востоку, где сохранялись области с земной корой океанического и переходного типов.

В результате в конце мезозоя на востоке Азии была создана следующая тектоническая зональность (с запада на восток) (рис. 1): 1) вулканический пояс — система линейных вулканических поднятий с интенсивным развитием эффузивного и интрузивного магматизма среднего и кислого состава; 2) выступы более древних пород, амагматичные во время развития пояса; 3) система прогибов мезозойско-кайнозойской геосинклинальной области с накоплением мощных терригенных и глинистых толщ; 4) мезозойско-кайнозойская эвгеосинклинальная зона с распространением мощных комплексов грауваккового и кремнисто-вулканогенного состава, располагавшаяся в краевой части древнего Тихого океана и отделенная поднятием от терригенных прогибов¹. В ряде мест тектонические элементы позднемезозойского времени были разобщены более поздними движениями, как это устанавливается, например, в районе Японского моря (Меланхолина, Ковылин, 1976).

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Вулканический пояс, называемый Восточно-Азиатским, протягивается как единая структурная зона на расстояние более 8000 км при ширине до 200 км (Объяснительная..., 1957; Устиев, 1959; Белый, 1972, и др.). В современной структуре он прослеживается в виде нескольких отрезков, сходных по своему строению и достигающих более 2000 км в длину. Это отрезки: Охотско-Чукотский (продолжающийся на Аляску), Сихотэ-Алинский, Юго-Западной Японии, юга Корейского п-ова, восточной части КНР. Отдельные вулканические зоны, связанные с поясом, прослеживаются далеко в глубь континента.

Магматические образования пояса изучались С. В. Обручевым, Л. А. Снятковым, Е. К. Устиевым (1959), И. М. Сперанской (1964, 1967), М. Л. Гельманом (1963), В. Ф. Белым (1969, 1973), Г. Е. Некрасовым (1972), Н. Б. Заборовской (1974), Н. И. Филатовой (1974), Г. А. Гринбергом (1976), М. В. Минцем (1972), З. М. Самозванцевой (1974), С. А. Салуном (1964), И. И. Берсеневым, Г. М. Левитаном, Е. Б. Бельтеневым, Е. А. Радкевич, М. А. Фаворской (1956 и др.), Е. В. Быковской (1966), З. П. Потаповой, Р. И. Соколовым, Н. С. Подгорной, Э. П. Изохом и др. (1967), А. И. Бураго; В. И. Рыбалко и Г. М. Фремдом (1968 и др.), Т. В. Молчановой (1971, 1973); К. Ичикава и др. (Ichikawa et al., 1968), Т. Мацумото (Matsumoto, 1968), Н. Мураками (Murakami, 1974), В. Паттоном и др. (Patton, Csejtey, 1971; Patton et al., 1976) и рядом других исследователей (Геология Кореи, 1964; Основы тектоники Китая, 1962; Проблемы геологии..., 1968; Мезозойский тектогенез, 1971; Вопросы магматизма..., 1973; Мезозой Северо-

¹ Сходная тектоническая зональность выявляется для позднемезозойского времени и по другую сторону Тихого океана.

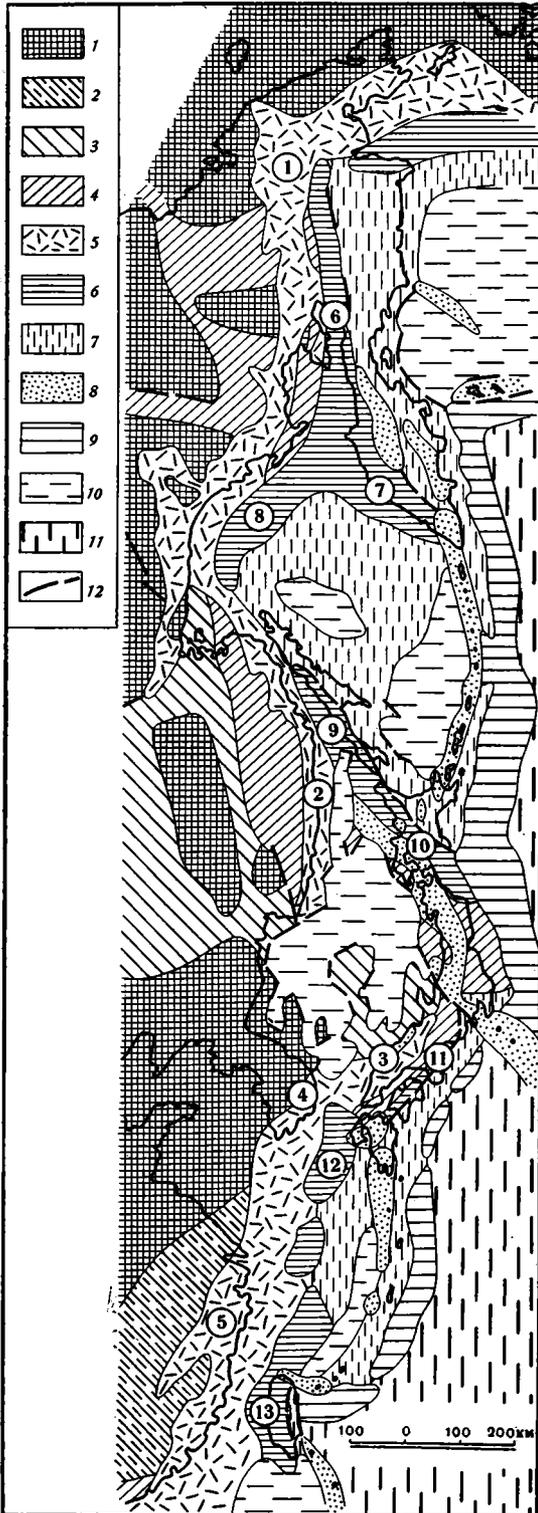


Рис. 1. Схема тектонической зональности востока Азии

Структуры поздне-мезозойского континента: 1 — области докембрической континентальной коры (местами переработанной в более позднее время), 2 — области среднепалеозойской континентальной коры, 3 — области позднепалеозойской континентальной коры; 4 — области поздне-мезозойской континентальной коры; структуры поздне-мезозойской континентальной окраины: 5 — Восточно - Азиатский вулканический пояс мела — палеогена, 6 — терригенные мел-кайнозойские прогибы; 7 — структуры поздне-мезозойской эвгеосинклинальной области; неоген - четвертичные структуры зоны перехода от континента к океану: 8 — вулканический пояс островных дуг, 9 — глубоководные желоба, 10 — котловины окраинных морей; 11 — структуры современной океанической области; 12 — некоторые крупные разломы. Цифрами обозначены отрезки вулканического пояса: 1 — Охотско-Чукотский, 2 — Сихотэ-Алинский, 3 — Юго-Западной Японии, 4 — юга Корейского полуострова, 5 — восточной части КНР и терригенные прогибы: 6 — Пенжинский, 7 — Западно - Камчатский 8 — Северо-Охотский, 9 — Западно - Сахалинский, 10 — Исикар-Румои, 11 — Идзуми, 12 — Цусимский, 13 — Али-Шань

Востока СССР, 1975; Глубинное строение..., 1976; Geological map..., 1973, и др.).

Образования вулканического пояса относятся к мелу и палеогену. Их абсолютный возраст определяется в интервале от 125 до 50 млн. лет. Заложение пояса происходило от раннего мела до сенона, в несколько различное время для разных его частей; местами известны и более древние магматические проявления, характерные для пояса. В Сихотэ-Алине, северо-восточном Прихохтье и еще в ряде мест наблюдается последовательная смена во времени геосинклинальных образований вулканитами, отвечающими орогенному этапу развития мезозойских и залегающими иногда без существенных несогласий. В других местах, например в Аянском районе или Корее, устанавливается оторванность в развитии вулканогенных комплексов пояса от более древних структур основания — вплоть до докембрийских, испытавших интенсивные мезозойские дислокации. В целом зона Восточно-Азиатского вулканического пояса наложена на разнородные структуры основания, значительно переработанные в позднемезозойское время².

Эффузивные, преимущественно наземные, образования пояса от основного до кислого состава имеют мощность 3—5 км или более; с ними тесно связаны массивы интрузивных пород, вместе с которыми они составляют сложные вулканоплутонические формации (Устиев, 1963; Сперанская, 1964; Гельман, 1963; Молчанова, 1973; Ichikawa et al., 1968, и др.). По возрасту пород, соотношению вулканических и плутонических образований, преобладанию пирокластических разностей среди вулканитов (нередко игнимбритов), преимущественно континентальному их характеру, по особенностям состава и петрохимическим характеристикам пород устанавливается тождество различных отрезков Восточно-Азиатского вулканического пояса.

Формации вулканического пояса построены весьма сложно, породы разного состава сменяют друг друга как в разрезе, так и на площади (Бураго и др., 1968; Белый, 1969; Минц, 1972, и др.). В каждом из отрезков пояса магматическая активность проявлялась неоднократно, всякий раз начинаясь с пород более основного состава (Устиев, 1959; Фаворская, 1956; Быковская, 1966, и др.). В целом наблюдается общее увеличение кислотности пород вверх по разрезу. Увеличение роли кислых пород происходит и в пространстве — с удалением от океана в глубь континента. Одновременно с увеличением кислотности пород происходит возрастание их щелочности, главным образом за счет калия.

В ряде мест излияния начинались с базальтов и андезито-базальтов (нередко подводных и островных), сопровождавшихся внедрением мелких тел габбро и габбро-диоритов. Так, на востоке Сихотэ-Алиня лавы, бомбы и туфы диабазов появляются в морских геосинклинальных отложениях от альбских до туронских. В районе к югу от Кавалерова роль вулканических пород сильно возрастает. По данным Н. С. Подгорной и Р. И. Соколова, кроме основных вулканитов в сеноман-туронских слоях здесь появляются также средние и кислые породы, перекрытые мощными толщами сенонских континентальных вулканитов сходного состава. В этом районе, а также на о. Ребун, в некоторых участках юго-запада о. Хоккайдо и смежной части о. Хонсю сохранились фрагменты полосы подводных и островных вулканов, существовавших в середине мела. Одновозрастные толщи более западных районов Сихотэ-Алиня представлены нормально-осадочными отложениями, в которых грубообломочные породы сменяются более тонкими, прослой континентальных образований и вулканические породы исчезают из разреза (Меланхолина, 1965).

² Различие в характере основания отдельных частей вулканического пояса порождает заметные расхождения во взглядах на его тектоническую природу, а иногда и отказ от представлений о поясе как единой структурной зоне.

Наиболее обильны в пределах вулканического пояса андезиты и андезито-дациты (обычно наземные) и крупные массивы гранодиоритов. По данным В. Ф. Белого (1969, 1973), в Охотско-Чукотском отрезке пояса породы андезитовых формаций составляют около 70% объема апт-туронских отложений, которые резко преобладают в пределах пояса. Строение андезитовых формаций и их соотношения в разрезе и на площади весьма разнообразны.

Среди образований поздних этапов развития Восточно-Азиатского пояса повсеместно преобладают липарито-дациты и липариты, а также массивы гранитов (Устиев, 1959; Сперанская, 1967; Белый, 1969; Белый и др., 1974; Гринберг, 1976, и др.). Роль кислых вулканитов в различных участках пояса неодинакова. Они особенно обильны в пределах Юго-Западной Японии, где достигают объема около $60\,000\text{ км}^3$ (Ichikawa et al., 1968; Muraками, 1974). При этом в апт-альбских вулканогенных толщах кислые породы встречаются только в отдельных слоях, в сеноманских толщах образуют нередко более половины разреза, а в турон-коньякских — весь разрез (что отвечает более 80% общего объема вулканитов); в слоях от кампана до палеоцена роль кислых пород несколько уменьшается. За вспышкой кислого вулканизма турон-коньякского времени следовало внедрение главной массы гранитных интрузий внутренней зоны Юго-Западной Японии. Подобная история магматических проявлений устанавливается и на юге Корейского полуострова (Геология Кореи, 1964; Geological map..., 1973; Lee, 1974).

Для изучения петрохимических особенностей магматических пород различных отрезков Восточно-Азиатского пояса авторами было обработано более 1000 химических анализов, заимствованных из отечественной и зарубежной литературы, а также выполненных в лаборатории ГИН АН СССР из сборов авторов (табл. 1). Подсчитаны средние составы для разных типов пород и вычислены петрохимические коэффициенты, которые нанесены на графики³. Полученные кривые подтверждают для каждого из отрезков пояса существование непрерывных серий пород от базальтов (габбро) до липаритов (гранитов). Индексы Пикока от 58,2 до 62,2 указывают на их принадлежность к известково-щелочному типу пород.

Петрохимическое изучение подтвердило тесную связь вулканических и интрузивных пород, установленную по геологическим данным. Близость их составов отчетливо видна на приведенных графиках по Сихотэ-Алинскому отрезку пояса (рис. 2). Только для начальных членов ряда наблюдается расхождение в величинах коэффициента глиноземистости (более низких в интрузивных породах, чем в вулканических) и в суммарном количестве щелочей (меньшем в габбро, чем в базальтах). Подобное петрохимическое сходство устанавливается и между вулканическими и интрузивными породами Охотско-Чукотского отрезка пояса.

Выявляется также значительная близость составов вулканических пород различных отрезков пояса: Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского и Юго-Западной Японии (табл. 1, рис. 3). Особенно близки породы Охотско-Чукотского⁴ и Сихотэ-Алинского отрезков, хотя последние несколько обеднены щелочами. В Юго-Западной Японии породы среднего состава отличаются несколько пониженными коэффициентами глиноземистости и отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ сравнительно с породами более северных отрезков. Сходство составов видно и для интрузивных пород вулканического пояса, только содержание суммарного железа в кислых

³ Средние составы вычислялись из значительного количества анализов (до 180). Подсчеты производились для всего объема пород данного отрезка вулканического пояса. В дальнейшем интересно будет проведение подобных подсчетов отдельно для пород более ранних и поздних этапов развития пород.

⁴ Построение графиков отдельно для пород Охотской и Чукотской ветвей вулканического пояса показало их полное сходство и независимость состава от характера основания.

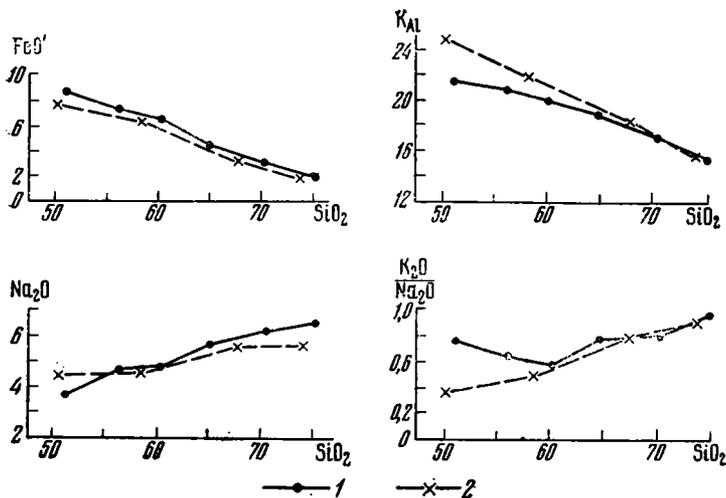


Рис. 2. Сравнение вулканических и интрузивных пород Сихотэ-Алинского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса
1 — вулканические породы, 2 — интрузивные породы

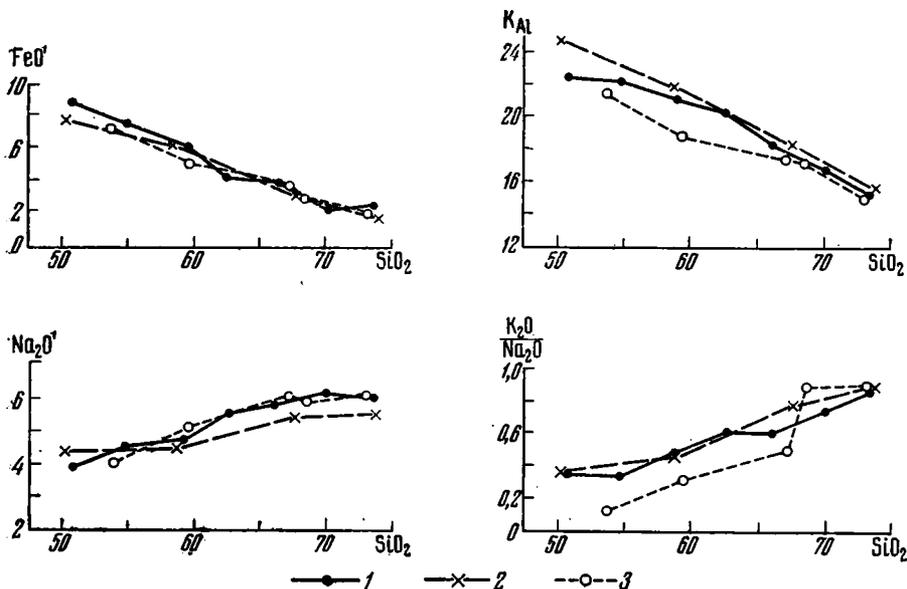


Рис. 3. Сравнение вулканических пород различных отрезков Восточно-Азиатского пояса
1 — Охотско-Чукотского, 2 — Сихотэ-Алинского, 3 — Юго-Западной Японии

породах Южной Кореи несколько выше, а отношение K_2O/Na_2O для средних членов ряда — ниже, чем в других отрезках пояса (рис. 4). Проведенное сравнение показывает общность магматических образований на всем протяжении Восточно-Азиатского пояса, не зависящую от характера основания, строения и мощности земной коры в эпоху заложения пояса.

Тесная связь вулканических и плутонических пород, известково-щелочной их характер, отсутствие зависимости состава от строения земной коры, единство серий, начинающихся с пород основного состава, преобладание андезитов и гранодиоритов на ранних этапах развития пояса — все это свидетельствует о том, что родоначальным для всех магматиче-

Таблица 1

Средние химические составы пород вулканического пояса и их петрохимические коэффициенты

Породы (в скобках— количество анализов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Коэффициенты				индекс Пиккока
											FeO'	K _{Al}	Na ₂ O'	K ₂ O'/Na ₂ O	
Охотско-Чукотский отрезок															
<i>Эффузивные</i>															
Базальты (64)	50,78	1,08	17,79	4,52	4,88	0,15	5,20	8,20	2,95	1,45	8,95	22,61	3,97	0,35	59,6
Андезито-базальты (66)	54,74	0,96	17,81	4,18	3,69	0,15	3,37	7,00	3,42	1,69	7,45	22,37	4,60	0,35	
Андезиты (74)	59,12	0,80	17,28	3,42	3,16	0,11	2,21	5,45	3,26	2,20	6,24	21,13	4,80	0,47	
Андезито-дациты (18)	62,61	0,70	16,68	2,62	2,00	0,34	1,36	3,81	3,59	3,11	4,36	20,18	5,77	0,61	
Дациты (90)	66,14	0,43	15,93	2,26	1,92	0,08	1,06	2,75	3,66	3,13	3,95	18,37	5,85	0,60	
Липарито-дациты (20)	70,19	0,27	14,46	1,47	1,03	0,06	0,49	1,73	3,64	3,92	2,35	16,78	6,38	0,75	
Липариты (185)	73,56	0,22	13,56	1,22	1,30	0,05	0,41	0,95	3,28	4,06	2,40	15,27	6,12	0,86	
<i>Интрузивные</i>															
Габбро (27)	49,18	1,16	19,03	3,86	5,50	0,16	5,37	10,11	2,59	0,88	8,97	24,06	3,21	0,24	61,6
Габбро-диориты (3)	55,43	1,07	18,13	3,94	3,23	0,12	3,39	6,95	3,68	1,19	6,78	22,61	4,51	0,23	
Диориты (24)	59,48	0,86	17,24	2,46	4,34	0,12	2,71	5,61	3,39	2,24	6,55	20,58	4,96	0,46	
Гранодиориты (67)	65,83	0,51	16,09	1,99	2,77	0,08	1,65	3,51	3,31	3,00	4,56	19,03	5,31	0,63	
Граниты (62)	72,47	0,24	14,16	1,10	1,48	0,06	0,60	1,82	3,57	3,64	2,47	15,96	6,12	0,63	
Лейкократовые граниты (122)	74,54	0,17	13,37	1,16	1,27	0,05	0,29	0,77	3,68	4,21	2,31	14,95	6,63	0,80	
Сихотэ-Алинский отрезок															
<i>Эффузивные</i>															
Базальты (5)	50,18	0,88	18,80	6,24	2,26	0,10	4,31	7,69	3,30	1,76	7,88	24,88	4,53	0,37	61,0
Андезиты (12)	58,61	0,56	17,58	2,93	3,71	0,12	2,67	5,56	3,17	2,06	6,35	21,91	4,61	0,45	
Дациты (11)	67,76	0,34	15,58	1,57	1,76	0,06	1,24	3,17	3,12	3,52	3,17	18,27	5,58	0,79	
Липариты (37)	73,95	0,52	13,41	1,31	0,69	0,04	0,39	1,26	2,95	3,74	1,87	15,61	5,57	0,89	

Таблица 1 (продолжение)

Породы (в скобках—количество анализов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Коэффициенты				индекс Пикока
											FeO'	KAl	Na ₂ O'	K ₂ O'/Na ₂ O	
<i>Интрузивные</i>															
Габбро (2)	51,15	0,83	16,50	4,80	4,40	0,68	4,88	7,86	2,10	2,28	8,72	21,45	3,70	0,76	62,2
Диориты (10)	56,22	0,93	17,11	2,38	5,13	0,17	3,56	6,44	2,81	2,55	7,27	20,86	4,59	0,64	
Кварцевые диориты (27)	60,39	0,70	16,64	2,65	4,15	0,14	2,83	5,49	2,92	2,43	6,54	19,81	4,62	0,58	
Гранодиориты (23)	65,04	0,48	16,16	1,89	2,71	0,08	1,71	3,79	3,35	3,18	4,41	18,87	5,58	0,75	
Граниты (33)	70,50	0,40	14,92	1,49	1,68	0,06	0,79	1,94	3,36	3,86	3,02	16,98	6,06	0,80	
Лейкократовые граниты (62)	75,26	0,10	13,76	0,80	1,06	0,04	0,30	1,07	3,29	4,36	1,78	15,22	6,34	0,94	
Юго-Западная Япония															
<i>Эффузивные</i>															
Андезито-базальты (2)	53,70	1,07	17,58	3,29	4,35	0,11	5,51	7,41	3,74	0,69	7,31	21,66	4,22	0,13	58,2
Андезиты (4)	59,50	0,67	15,76	4,35	3,61	0,11	4,61	4,24	4,05	1,84	5,19	18,87	5,34	0,32	
Дациты (7)	67,36	0,41	14,81	1,83	2,17	0,26	0,92	2,87	4,13	2,93	3,82	17,37	6,18	0,50	
Липарито-дациты (3)	68,61	0,30	14,77	2,00	1,28	0,11	0,43	2,56	3,13	4,08	3,08	17,36	5,99	0,91	
Липариты (35)	73,19	0,16	13,13	0,73	1,34	0,05	0,36	1,50	3,21	4,19	2,00	14,80	6,14	0,91	
Юг Корейского полуострова															
<i>Интрузивные</i>															
Габбро-диориты (1)	54,85	1,06	16,79	2,00	4,95	0,08	4,59	7,79	2,84	2,83	6,75	20,68	4,82	0,70	60,2
Диориты (1)	57,96	0,56	17,67	1,85	5,02	0,07	4,23	5,84	3,41	1,61	6,68	20,82	4,54	0,33	
Кварцевые диориты (1)	64,32	0,30	16,00	1,71	5,17	0,05	1,71	2,52	4,11	1,85	6,71	18,35	5,41	0,32	
Граниты (6)	70,18	0,29	13,83	2,37	2,80	0,12	0,60	1,47	3,56	3,84	4,93	15,82	6,25	0,75	
Лейкократовые граниты (2)	75,31	0,10	10,93	2,51	1,25	0,04	0,59	0,40	3,93	4,05	3,51	12,41	6,77	0,72	

Примечание. При подсчете средних составов пород были использованы следующие источники: Белый, 1969; Геология Кореи, 1964; Гринберг, 1969; Изох и др., 1967; Минц, 1972; Ненашев, 1965; Самозванцева, 1974; Сборник химических анализов..., 1961; Умитбаев, 1969; Устиев, 1963; Фаворская, 1966; Ichikawa et al., 1968, и др.

ских образований являлся андезитовый расплав мантийного происхождения. Кислые вулканы и граниты поздних этапов представляют собой результат последующей эволюции этого андезитового расплава.

С началом палеогенового времени связано резкое сокращение магматической активности в пределах Восточно-Азиатского пояса. К палеогеновому и меловому времени относятся главные дислокации вулканических комплексов — преимущественно брахиформные и нередко связанные с разломами (Устиев, 1959; Белый, 1969; Филатова, 1974; Салун, 1964; Мезозойский тектогенез, 1971, и др.). Наблюдается ослабление

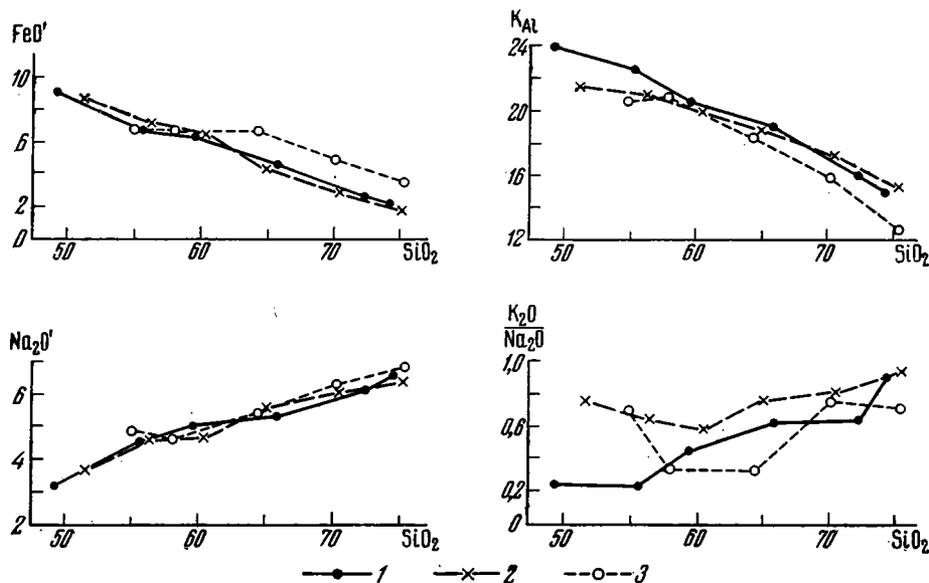


Рис. 4. Сравнение интрузивных пород различных отрезков Восточно-Азиатского вулканического пояса

1 — Охотско-Чукотского, 2 — Сихотэ-Алинского, 3 — юга Корейского полуострова

дислокаций от нижних горизонтов к верхним и с удалением в глубь континента. Характерны крупные вулкано-тектонические структуры, которые здесь не рассматриваются.

Магматические образования, подобные развитым в поясе (нередко несколько древнее по возрасту), встречаются и в участках, удаленных от окраины континента. При глубоком эрозионном срезе они представлены главным образом крупными интрузивными массивами, вулканические породы сохраняются лишь в разобщенных выходах, особенно часто в грабенах. Примером может служить распространение массивов гранитоидов во внутренних районах Сихотэ-Алиния или в Колымском гранитном поясе (Гринберг, 1969; Молчанова, 1968, 1971, 1973, и др.).

В непосредственной близости от вулканического пояса, во впадинах юга Сихотэ-Алиния, Южной Кореи и других районов, характерно распространение меловых молассовых красноцветных образований с обилием туфогенного материала (Меланхолина, 1965; Геология Кореи, 1964, и др.). Устанавливается их одновозрастность с извержениями пояса и распространение на участках древних складчатых областей с развитой континентальной корой, примыкавших к зоне Восточно-Азиатского пояса.

Со стороны океана отрезки мелового вулканического пояса нередко окаймляются выступами более древних пород, известными в Мургалском поднятии, на п-овах Тайгонос, Кони-Пьягина, на юге внутренней зоны Японии и еще в ряде мест. Нередко здесь встречаются магматиче-

ские породы, более древние, чем в поясе, например юрские образования п-ова Тайгонос (Заборовская, 1974; Некрасов, 1972). В горах Китаками на севере Хонсю в ряде участков известны вулканы, относящиеся к верхам юры — неокому и связанные с ними гранитоиды (Kanisawa, 1974; Katada et al., 1974). Гранитоиды того же возраста распространены и в зоне Рёкё Юго-Западной Японии (Matsumoto, Kimura, 1974; Murakami, 1974). Вместе с тем магматические проявления, одновозрастные развитием в поясе, в этих районах неизвестны или незначительны. В посленеокомское время они представляли собой невулканические поднятия, окаймлявшие зону Восточно-Азиатского пояса.

ТЕРРИГЕННЫЕ ПРОГИБЫ

Далее со стороны океана отрезки вулканического пояса сочетаются с одновозрастными мезозойско-кайнозойскими прогибами: Пенжинским, Северо-Охотским, Западно-Сахалинским, Исикари — Румои, Идзуми, Цусимским и Алишань. В современной структуре они сохранились фрагментарно и протягиваются на расстояние до 1000—1500 км при ширине до 100 км и более. Это линейные прогибы асимметричного строения, выполненные мощными (до 10 км и более) толщами мела и кайнозоя, дислоцированными обычно в позднекайнозойское время. Сравнительный анализ показывает сходство этих прогибов по тектоническому положению, возрасту и характеру их отложений и структурных форм (Меланхолина, 1973). Прогиб Идзуми (Nakagawa, 1961; Такака, 1965) отличается от других более коротким периодом развития и наличием интенсивных дислокаций палеогенового времени, связанных, возможно, со значительными горизонтальными перемещениями в пределах Японского моря.

В разрезах прогибов преобладают морские (иногда достаточно глубоководные) глинистые и терригенные отложения, обычно полимиктового состава и нередко туфогенные — типичные для терригенных миогеосинклиналей. Некоторые толщи, особенно в нижних горизонтах, имеют флишевый характер, с ритмичным переслаиванием пород, нередко с градационной слоистостью, иногда со следами мелких подводно-оползневых нарушений. Прослой известняков встречаются только в самых южных районах. Отдельные пачки содержат кремнистые или вулканогенные породы среднего, кислого и в низах разреза основного состава и напоминают отчасти эвгеосинклиналильные образования более восточной зоны. Однако в них преобладают породы кремнисто-глинистые и пирокластические, нередко с переотложенным туфогенным материалом. На континентальных бортах и центриклинальных участках прогибов морские глинистые и терригенные толщи могут замещаться параличскими молассоидными отложениями с углями, сходными с орогенными. В целом глинисто-терригенный миогеосинклиналильный комплекс прогибов несет ряд черт эвгеосинклиналильных и орогенных образований.

Заложение прогибов происходило в апт-альбское время или несколько позже на месте раннемезозойской эвгеосинклинали с субокеанической земной корой (Меланхолина, 1973). В процессе развития прогибов участки максимального погружения смещались как вкост их простирания, так и по простиранию. Погружение обычно компенсировалось осадконакоплением, однако иногда обнаруживаются признаки то неполной компенсации прогибов (в начале их развития), то перекомпенсации (в конце мела — начале палеогена). Замыкание прогибов, формирование здесь складчатой структуры и континентальной земной коры относится к позднекайнозойскому времени и не закончено донне.

Фрагменты эвгеосинклиналиной зоны, одновозрастной терригенным прогибам, известны в пределах Корякского нагорья, Восточной Камчатки, восточных районов Сахалина и Хоккайдо, Малой Курильской гряды, внешней зоны Японии, Филиппинских островов (Пушаровский, 1972; Гладенков, 1964; Белый, 1963; Александров и др., 1975; Шапиро, 1976; Марков, 1976; Гранник, 1973; Рождественский, Речкин, 1975; Меланхолина, 1975; Геологическое развитие..., 1968; Matsumoto, Kimura, 1974, и др.). Среди меловых отложений этих территорий широко распространены спилит-диабазово-яшмовые и граувакковые толщи, отложения нередко весьма глубоководные, но со значительной фациальной изменчивостью. Кроме основных вулканитов присутствуют также породы среднего и иногда кислого состава. Местами встречаются олистостромовые горизонты. В ряде районов устанавливается наличие плагиогранитов и участков зеленосланцевого метаморфизма, образование которых относится к позднему мелу. Картируются надвиговые пластины, сложенные серпентинитовым меланжем и породами габбро-гипербазитового комплекса. Сложность современной структуры не позволяет пока провести палеогеографические и палеотектонические реконструкции для значительных территорий эвгеосинклиналиной зоны. На большей части площади эвгеосинклиналиное осадконакопление продолжалось до конца мела — начала палеогена и завершилось поднятием, интенсивным скупчиванием и формированием субконтинентальной земной коры.

* * *

Поднятия вулканического пояса и терригенные геосинклиналиные прогибы представляют собой наиболее важные элементы в тектонической системе позднемезозойской континентальной окраины востока Азии. Как известно, их отложения в ряде мест связаны друг с другом фациальными переходами. Извержения в пределах пояса поставляли в прогибы обильный туфогенный материал, вызывали образование внутри прогибов отдельных вулканических центров, дававших небольшие объемы лавового материала, определяли последующее накопление кремнисто-глинистых толщ.

В начале своего развития вулканический пояс существовал в виде довольно узких гряд подводных и островных вулканов. Они сопровождались глубокими линейными прогибами со стороны океана и остаточными морскими бассейнами с тыловой стороны. Отмеченные выше сеноман-туронские вулканиты восточных районов Сихотэ-Алиня представляют, вероятно, образования такой островной гряды⁵, сочетавшейся с Западно-Сахалинским прогибом, где отлагались флишоидные и глинистые толщи (рис. 5). Одновозрастные отложения внутренних районов Сихотэ-Алиня отвечают, по-видимому, остаточному бассейну окраинного моря. Вообще позднемезозойские аналоги окраинных морей устанавливаются пока лишь в немногих районах. Особенно трудным оказывается выявление признаков древних деструктивных процессов, подобных тем, которые можно предполагать для образования котловин Японского и ряда других морей. При наложении вулканической зоны на участки с развитым гранитным слоем в тылу ее были образованы впадины, заполнявшиеся красноцветными толщами. Деструкция континентальной коры проявилась здесь, по-видимому, незначительно.

⁵ Г. Е. Некрасов (1972) рассматривает как аналог островной гряды позднеюрскую вулканическую зону п-ова Тайгонос.

С главным этапом развития пояса связано расширение зоны магматической активности, особенно в западном направлении⁶, интенсивные тектонические дислокации, окончательное становление складчатых сооружений мезозой с формированием континентальной земной коры и оттеснение геосинклинальных зон в сторону океана (см. рис. 5). С этого момента вулканические поднятия пояса отвечали новообразованным континентальным окраинам. Они располагались как на месте мезозойской геосинклинали, превращенной в складчатую область, так и на участках древних складчатых областей с развитым гранитным слоем, претерпевших значительные дислокации в мезозойское время. С их океанической стороны продолжалось развитие терригенных прогибов

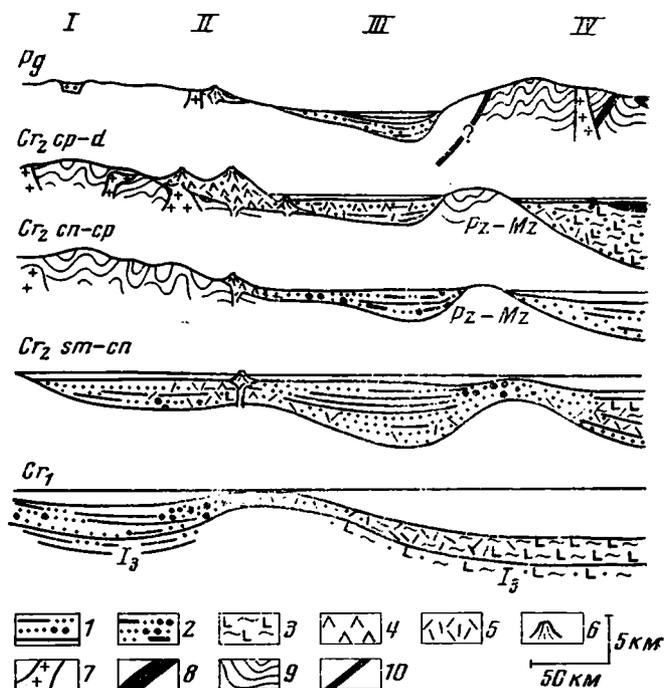


Рис. 5. Схема геологического развития Сихотэ-Алиня и Сахалина в меловое — палеогеновое время

1—морские песчано-глинистые отложения, иногда грубообломочные, 2—паралические угленосные отложения, нередко грубообломочные, 3—морские кремнистые и вулканогенные (основного состава) отложения, 4—континентальные вулканы кислого и среднего состава, 5—пирокластические породы, 6—вулканы, 7—интрузии гранитоидов, 8—тела гипербазитов, 9—дислоцированные толщи, 10—разломы. Римскими цифрами обозначены: I—Главный Сихотэ-Алинский синклиниорий, II—Восточно-Азиатский вулканический пояс, III—Западно-Сахалинский прогиб, IV—Восточная зона Сахалина

мезозойско-кайнозойской геосинклинали, а далее протягивалась эвгеосинклинали зона, отделенная поднятием. Эта зона располагалась на периферии поздне-мезозойского океана, но часто отличалась от океанической области расчлененным тектоническим рельефом и составом вулканитов (с присутствием средних и иногда кислых разностей).

Таким образом, в меловое и отчасти палеогеновое время (более 70 млн. лет) поднятия вулканического пояса и терригенные прогибы

⁶ Иногда и смещение ее к западу.

существовали как парные структуры, сходные в начале развития с вулканическими островными грядами и желобами, а позднее со структурами активных континентальных окраин. Приблизительные палинспастические реконструкции позволяют предполагать дугообразную форму вулканических поднятий, протягивавшихся от Аляски к Чукотскому полуострову, от Чукотского полуострова в Приохотье, от Сихотэ-Алиня к южной части Корейского полуострова и на востоке КНР.

При изучении позднемезозойских структурных зон востока Азии выявляется большая напряженность тектонических процессов на границе океана и континента, с выделением здесь главной массы тектонической энергии и мощной вспышкой магматической активности мелового времени. В кайнозое в результате крупной структурной перестройки область тектонической и магматической активности переместилась в современное ее положение по границе с Тихим океаном⁷.

СРАВНЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ И СОВРЕМЕННЫХ СТРУКТУР

При сравнении позднемезозойских структурных зон с современными, расположенными по границе континента и океана, наиболее важными являются тектонические, геофизические, петрографические и петрохимические данные по современным структурам (Пушаровский, 1972; Сергеев, 1976; Федотов, 1975; Туезов, 1975; Горшков, 1969; Эрлих, 1973;

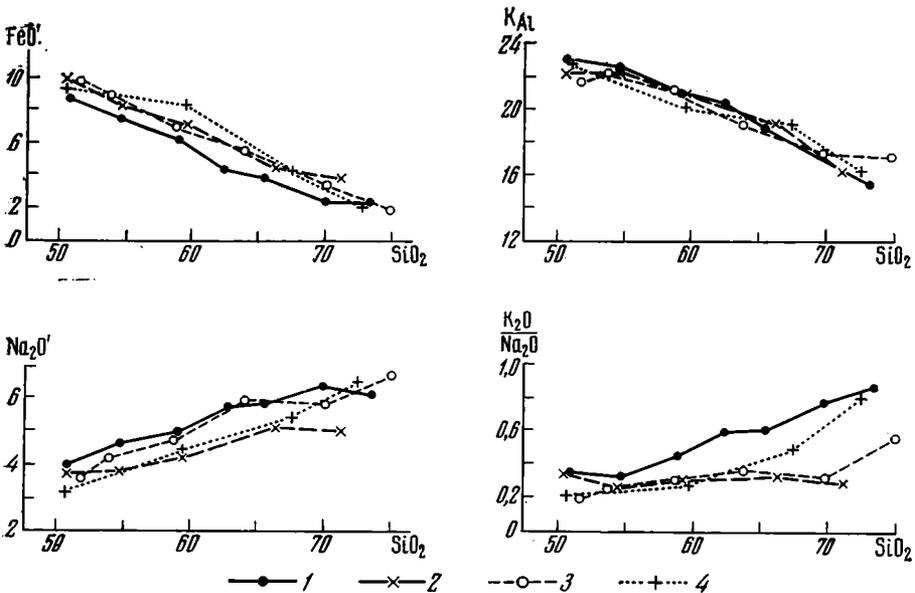


Рис. 6. Сравнение вулканических пород Восточно-Азиатского пояса, современных островных дуг и континентальных окраин
1 — Восточно-Азиатского пояса, 2 — Курило-Камчатской дуги, 3 — Алеутской дуги, 4 — континентальной окраины Центральной Америки

Эрлих, Мелекесцев, 1973; Федорченко, Родионова, 1975; Шилов, 1975; Мурдмаа, 1971; Myashiro, 1974; The geology..., 1974, и др.).

На основе приведенных выше петрохимических данных и материалов Г. С. Горшкова (1969) становится возможным сравнение позднеме-

⁷ На юго-востоке Тихого океана положение неоген-четвертичных структур континентальной окраины близко к позднемезозойским.

Таблица 2

**Средние химические составы вулканических пород островных дуг и континентальных окраин
и их петрохимические коэффициенты**

Породы (в скобках—количество анализов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Коэффициенты				Индекс Пакока
											FeO'	K _{Al}	Na ₂ O'	K ₂ O'/Na ₂ O	
Курило-Камчатская дуга															
Базальты (95)	50,68	1,1	17,96	4,72	5,81	0,10	6,32	10,55	2,78	1,42	10,1	22,2	3,78	0,36	65,2
Андезито-базальты (113)	54,68	1,0	18,11	3,85	4,96	0,20	4,49	8,68	2,96	1,15	8,4	22,1	3,76	0,27	
Андезиты (200)	59,64	0,8	17,52	3,67	3,65	0,10	3,16	7,10	3,25	1,40	7,0	20,9	4,25	0,30	
Дациты (57)	66,35	0,6	16,40	2,54	2,14	0,10	1,52	4,66	3,91	1,77	4,4	19,0	5,15	0,32	
Липариты (14)	71,20	0,5	14,30	1,86	2,20	0,10	0,98	3,60	3,90	1,60	3,8	16,1	5,00	0,29	
Алеутская дуга															
Базальты (13)	51,6	1,1	17,7	3,4	6,6	0,2	5,6	10,3	3,0	0,9	9,7	21,7	3,6	0,20	63,2
Андезито-базальты (22)	53,7	1,0	18,1	3,5	5,8	0,2	4,2	9,0	3,4	1,2	8,9	22,1	4,2	0,25	
Андезиты (31)	58,8	0,8	17,6	3,1	4,1	0,2	2,9	7,3	3,7	1,5	6,9	21,1	4,8	0,30	
Дациты (12)	64,1	0,7	16,4	2,0	3,8	0,2	1,5	4,3	4,4	2,3	5,6	19,1	6,0	0,37	
Липарито-дациты (2)	69,8	0,4	15,3	1,4	2,2	0,1	1,0	3,4	4,4	2,0	3,4	17,3	5,8	0,31	
Липариты (5)	75,1	0,2	13,6	0,7	1,2	0,1	0,2	1,2	4,3	3,4	1,8	17,0	6,7	0,56	
Центральная Америка (Никарагуа, Сальвадор)															
Базальты (15)	50,6	1,4	18,3	4,3	5,6	0,2	5,2	11,0	2,5	1,0	9,5	23,0	3,2	0,21	62,8
Андезиты (4)	59,5	0,7	16,9	3,1	5,6	0,2	2,6	6,6	3,4	1,5	8,4	20,0	4,4	0,29	
Дациты (7)	67,7	0,6	16,6	2,2	2,1	0,1	1,2	3,3	3,6	2,6	4,1	19,0	5,4	0,50	
Липариты (2)	72,8	0,6	14,3	1,3	0,8	0,1	0,4	1,9	3,6	4,2	2,0	16,2	6,5	0,80	

Примечание. Средние составы пород заимствованы из книги Г. С. Горюхова «Бульваром Курильской островной дуги» 1967.

существовали как парные структуры, сходные в начале развития с вулканическими островными грядами и желобами, а позднее со структурами активных континентальных окраин. Приблизительные палинспастические реконструкции позволяют предполагать дугообразную форму вулканических поднятий, протягивавшихся от Аляски к Чукотскому полуострову, от Чукотского полуострова в Приохотье, от Сихотэ-Алиня к южной части Корейского полуострова и на востоке КНР.

При изучении позднемезозойских структурных зон востока Азии выявляется большая напряженность тектонических процессов на границе океана и континента, с выделением здесь главной массы тектонической энергии и мощной вспышкой магматической активности мелового времени. В кайнозое в результате крупной структурной перестройки область тектонической и магматической активности переместилась в современное ее положение по границе с Тихим океаном⁷.

СРАВНЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ И СОВРЕМЕННЫХ СТРУКТУР

При сравнении позднемезозойских структурных зон с современными, расположенными по границе континента и океана, наиболее важными являются тектонические, геофизические, петрографические и петрохимические данные по современным структурам (Пушаровский, 1972; Сергеев, 1976; Федотов, 1975; Туезов, 1975; Горшков, 1969; Эрлих, 1973;

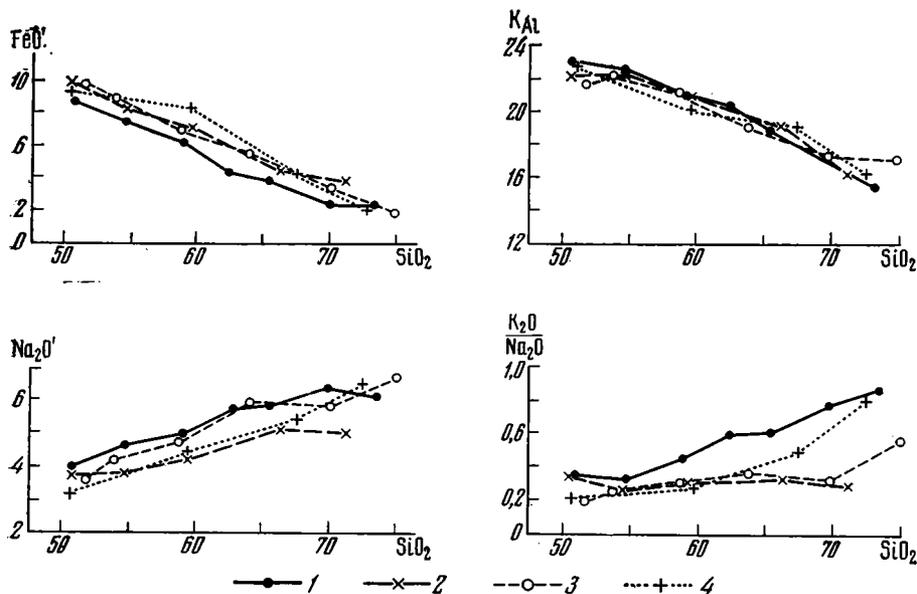


Рис. 6. Сравнение вулканических пород Восточно-Азиатского пояса, современных островных дуг и континентальных окраин
1 — Восточно-Азиатского пояса, 2 — Курило-Камчатской дуги, 3 — Алеутской дуги, 4 — континентальной окраины Центральной Америки

Эрлих, Мелекесцев, 1973; Федорченко, Родионова, 1975; Шилов, 1975; Мурдмаа, 1971; Myashiro, 1974; The geology..., 1974, и др.).

На основе приведенных выше петрохимических данных и материалов Г. С. Горшкова (1969) становится возможным сравнение позднеме-

⁷ На юго-востоке Тихого океана положение неоген-четвертичных структур континентальной окраины близко к позднемезозойским.

Таблица 2

**Средние химические составы вулканических пород островных дуг и континентальных окраин
и их петрохимические коэффициенты**

Породы (в скобках—количество анализов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Коэффициенты				Индекс Пакока
											FeO'	K _{Al}	Na ₂ O'	K ₂ O'/Na ₂ O	
Курило-Камчатская дуга															
Базальты (95)	50,68	1,1	17,96	4,72	5,81	0,10	6,32	10,55	2,78	1,42	10,1	22,2	3,78	0,36	65,2
Андезито-базальты (113)	54,68	1,0	18,11	3,85	4,96	0,20	4,49	8,68	2,96	1,15	8,4	22,1	3,76	0,27	
Андезиты (200)	59,64	0,8	17,52	3,67	3,65	0,10	3,16	7,10	3,25	1,40	7,0	20,9	4,25	0,30	
Дациты (57)	66,35	0,6	16,40	2,54	2,14	0,10	1,52	4,66	3,91	1,77	4,4	19,0	5,15	0,32	
Липариты (14)	71,20	0,5	14,30	1,86	2,20	0,10	0,98	3,60	3,90	1,60	3,8	16,1	5,00	0,29	
Алеутская дуга															
Базальты (13)	51,6	1,1	17,7	3,4	6,6	0,2	5,6	10,3	3,0	0,9	9,7	21,7	3,6	0,20	63,2
Андезито-базальты (22)	53,7	1,0	18,1	3,5	5,8	0,2	4,2	9,0	3,4	1,2	8,9	22,1	4,2	0,25	
Андезиты (31)	58,8	0,8	17,6	3,1	4,1	0,2	2,9	7,3	3,7	1,5	6,9	21,1	4,8	0,30	
Дациты (12)	64,1	0,7	16,4	2,0	3,8	0,2	1,5	4,3	4,4	2,3	5,6	19,1	6,0	0,37	
Липарито-дациты (2)	69,8	0,4	15,3	1,4	2,2	0,1	1,0	3,4	4,4	2,0	3,4	17,3	5,8	0,31	
Липариты (5)	75,1	0,2	13,6	0,7	1,2	0,1	0,2	1,2	4,3	3,4	1,8	17,0	6,7	0,56	
Центральная Америка (Никарагуа, Сальвадор)															
Базальты (15)	50,6	1,4	18,3	4,3	5,6	0,2	5,2	11,0	2,5	1,0	9,5	23,0	3,2	0,21	62,8
Андезиты (4)	59,5	0,7	16,9	3,1	5,6	0,2	2,6	6,6	3,4	1,5	8,4	20,0	4,4	0,29	
Дациты (7)	67,7	0,6	16,6	2,2	2,1	0,1	1,2	3,3	3,6	2,6	4,1	19,0	5,4	0,50	
Липариты (2)	72,8	0,6	14,3	1,3	0,8	0,1	0,4	1,9	3,6	4,2	2,0	16,2	6,5	0,80	

Примечание. Средние составы пород записаны в работе Г. С. Горюкова «Бульваром Курильской островной дуги» 1967.

зонойских пород вулканического пояса с четвертичными вулканитами островных дуг и континентальных окраин. Такое сравнение было проведено для меловых пород Охотско-Чукотского отрезка пояса и четвертичных пород Курило-Камчатской, Алеутской островных дуг и континентальной окраины Центральной Америки (рис. 6, табл. 2). Оно показало значительное сходство составов меловых и четвертичных пород⁸. Особенно точно совпадают кривые коэффициента глиноземистости. По значениям суммы щелочей вулканиты пояса очень близки четвертичным вулканитам Алеутской дуги и отличаются от курило-камчатских и центральноамериканских главным образом за счет большего содержания жалия (увеличения отношения K_2O/Na_2O). При этом породы отдельных участков Курило-Камчатской дуги, таких, как Срединный хребет Камчатки, западная зона Курил и зона Дайсицу—Токати на Хоккайдо, показывают значительное сходство с породами Охотско-Чукотского отрезка пояса.

При большой близости составов меловых и четвертичных комплексов в последних преобладают более основные породы. Средний состав четвертичных комплексов отвечает андезиту, иногда даже андезито-базальту. Роль кислых пород в них очень невелика. Лишь на флангах островных дуг, в тектонических системах типа Камчатки, происходит резкое увеличение масштабов кислого вулканизма и нарастание кислотности крайних членов ряда, как это показано Э. Н. Эрлихом и И. В. Мелекесцевым (1973), А. Миясиро (Miyashiro, 1974) и другими исследователями. Наибольшую близость с современными вулканитами островных дуг обнаруживают породы ранних этапов развития Восточно-Азиатского пояса. Это выявляется как по петрохимическим, так и по геологическим особенностям раннемеловых образований.

Сходство вулканических образований пояса и островных дуг дополняется наличием в меловых системах невулканических поднятий, сходных с современными, а также присутствием в тылу гряды предполагаемых аналогов окраинных морей.

При сравнении терригенных прогибов мелового времени и современных глубоководных желобов тоже выявляются сходные черты. По данным И. О. Мурдмаа (1971) и других исследователей, в желобах преобладают обломочно-глинистые, терригенные и туффитовые осадки с прослоями вулканических пеплов и кремнистых диатомовых илов, иногда с горизонтами, содержащими пресноводную фауну и флору, в тропических районах — с присутствием карбонатных осадков. Часто встречаются турбидиты, имеющие ритмичное строение и градационно-слоистые текстуры.

Особенность желобов представляют глубоководные участки, не компенсированные осадками. Вкрест простираения желобов они могут сменяться участками, засыпанными осадками, как это установлено в Курило-Камчатском, Алеутском и других желобах (Пушаровский, 1972; Туезов, 1975, и др.). Появление участков, заполненных осадками, прослеживается и вдоль простираения желобов Алеутского, Перу-Чилийского и др. Таким образом, прогибы, сочетающиеся с вулканическими поднятиями островных гряд и континентальных окраин, представляют собой весьма крупные структуры. Глубоководные желоба отвечают геоморфологически выраженным частям этих структур. И. О. Мурдмаа, Ц. Галли-Оливье (Galli-Olivier, 1969) и другими исследователями было показано, что в желобах компенсация прогибания осадконакоплением зависит от размеров суши, поставляющей материал, и от климатической обстановки. Так, в Перу-Чилийском, Японском, Филиппинском, Ново-

⁸ Следует иметь в виду, что составы вулканитов одних только островных дуг и континентальных окраин, нанесенные на графики, уже показывают некоторый разброс точек (Горшков, 1969).

Гвинейском желобах, примыкающих к материку и крупным островам, происходит быстрое заполнение терригенными осадками. В гумидной зоне Перу-Чилийского желоба осадки достигают мощности 2 км и более и на большом протяжении компенсируют прогибание; в аридной зоне желоба к северу от Вальпарайсо мощность рыхлых осадков незначительна. В целом размах современного рельефа на периферии Тихого океана, по-видимому, больше, чем в меловое время. Более значительный размах рельефа и большее развитие окраинных морей представляют, вероятно, самые существенные отличия современных структур от позднемезозойских, показывающие изменение структурных элементов во времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение позднемезозойских и современных структурных зон, развивавшихся на восточной окраине Азиатского континента в последние 120 млн лет показывает их близость как по тектоническому положению, так и по общей зональности, по размеру и характеру структур, особенностям осадконакопления и магматизма. Главными тектоническими элементами рассмотренных областей являются парные структуры вулканических поднятий и терригенных прогибов, возникавшие в определенные отрезки геологического времени на периферии Тихого океана. Судя по распространению магматических образований конца перми — начала триаса, на юге Сихотэ-Алиня и в смежной части Кореи можно предполагать существование также фрагментов позднепермского вулканического пояса, сходного с Восточно-Азиатским.

Таким образом, для значительного интервала времени (не менее 120 млн лет) выявляется сходство тектонических структур и магматических проявлений в области, пограничной с Тихим океаном. Активность тектонических процессов выражается в сосредоточении именно здесь магматической деятельности огромного масштаба и интенсивном погружении в зоне смежных прогибов. В современных структурах именно в этой области обнаруживаются значительные нарушения изостазии, подавляющая часть известных в мире сейсмических проявлений и все глубокофокусные землетрясения, связанные с зонами Беньофа (The geology..., 1974, и др.). Эти явления в земной коре и верхней мантии постоянно сопутствуют магматически активной зоне «Тихоокеанского огненного кольца». Подобную связь можно предполагать и для поздне-мезозойского времени. Однако признаки землетрясений и изостатической неуравновешенности в геологическом прошлом пока еще не ясны.

При рассмотрении магматических образований известково-щелочной серии, относящихся к мел-палеогеновому вулканическому поясу, было показано, что составы пород не зависят от того основания, на котором заложился вулканический пояс. Это указывает на глубинное, мантийное происхождение родоначальных магматических расплавов. Преобладание кислых пород в конечных этапах развития вулканического пояса приводит многих исследователей к заключению, что их появление связано с формированием анатектических внутрикоровых очагов (Устиев, 1963; Белый, 1969; Филатова, 1974, и др.). Выше, однако, показано, что липариты и граниты представляют собой конечные члены единых серий пород, начинающихся с базальтов и габбро. Их образование происходило в районах с различным строением земной коры, местами еще до становления гранитно-метаморфического слоя.

Вывод об андезитовом составе родоначальных магматических расплавов и их глубинном источнике подтверждается сравнением поздне-мезозойских вулканитов с четвертичными. Для четвертичных образований вулканических островных гряд и континентальных окраин также выявлен известково-щелочной характер, единство магматических серий и близость составов лав, формирующихся на участках с различным строе-

нием земной коры — от типично континентального до океанического (Горшков, 1967; Эрлих, Мелекесцев, 1973, и др.). На основе этого вулканизм рассматривается как «сквозькоровый» процесс. Вероятные глубины формирования исходных андезитовых расплавов оцениваются более чем в 100 км. Те же глубины зарождения магм современных вулканов устанавливаются и при сопоставлении данных детальнейших сейсмологических наблюдений на Камчатке и лабораторных измерений свойств горных пород (Федотов, 1975). Связь активных вулканов с сейсмофокальным слоем все чаще подтверждается при детальнейших исследованиях.

Вопрос о происхождении известково-щелочных серий пород рассматривается многими исследователями с самых разных точек зрения: экспериментальной петрологии, геофизики, петрохимии, геохимии и т. д. За последнее время все большее число авторов приходит к выводу о том, что эти серии, в том числе и кислые их члены, имеют мантийное происхождение и образуются в результате дифференциации мантийного расплава, без участия ассимиляции корового материала (Горшков, 1970; Грин, 1976; Ringwood, 1974). По поводу физико-химических условий генерации магм в островных грядках высказываются различные предположения. Выбор правильной модели — дело дальнейших исследований. Общая тенденция дифференциации верхов мантии и земной коры, с образованием гранитного слоя, представляется уже очевидной (Грин, 1975, и др.).

Тектонические особенности и близость составов вулканических поясов, современных островных гряд и континентальных окраин позволяют считать, что родоначальные расплавы, глубина их формирования и пути последующей дифференциации были сходны. Значительно большее количество кислых продуктов в конце развития вулканических серий Восточно-Азиатского пояса может быть объяснено большей его зрелостью. Наиболее полные аналогии с тектонической системой современных островных гряд выявляются для меловых структур на ранних этапах их развития, когда существовали в ряде мест гряды подводных и островных вулканов с извержениями преимущественно андезитового состава, достаточно глубокие желоба, во всегда компенсированные осадками, и остаточные бассейны окраинных морей. Наиболее неясными остаются пока реконструкции древних сейсмофокальных зон и зон изостатической неуравновешенности. Формирование андезитовых расплавов в современной и позднемезозойской системах предполагается на глубинах более чем в 100 км. С этими же глубинами можно связывать причины всего тектонического процесса на континентальной окраине Восточной Азии.

Литература

- Александров А. А., Богданов Н. А., Бялобжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д. Новые данные по тектонике Корьякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии).— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1963, вып. 16.
- Белый В. Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса.— Тр. СВКНИИ, вып. 29. М., «Наука», 1969.
- Белый В. Ф. К проблеме соотношения Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов и приматериковых вулканических дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. Автореф. докл.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 2.
- Белый В. Ф. Тектонические аспекты проблемы андезитового вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе.— В сб.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.
- Белый В. Ф., Котляр И. Н., Милов А. П., Павлов П. П. О позднемезозойском кислом вулканизме Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов.— Геол. и геофиз., 1974, № 4.
- Бураго А. И., Рыбалко В. И., Фрейд Г. М. Сихотэ-Алинский вулканический пояс.— В кн.:

- Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Материалы конф. ДВПИ, Владивосток, 1968.
- Быковская Е. В.* Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Тезисы докл. II Дальневост. петрогр. совещ., Владивосток, 1973.
- Гельман М. Д.* О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
- Геологическое развитие Японских островов. Пер. с англ., М., «Мир», 1968.
- Геология Кореи. Пер. с корейск. под ред. В. Л. Масайтиса. М., «Недра», 1964.
- Гладников Ю. Б.* О тектонике восточной части Корякского нагорья. М., «Наука», 1964.
- Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Краткие тезисы Всес. симпоз., Владивосток, 1976.
- Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
- Горшков Г. С.* Симпозиум «Происхождение андезитов». Бюл. вулканол. ст., 1970, № 46.
- Гранник В. М.* Вулканоогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса. Автореф. канд. дис. Дальневосточный геологический ин-т, Владивосток, 1973.
- Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— Сб.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975.
- Гринберг Г. А.* Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В сб.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1969.
- Гринберг Г. А.* Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— В сб.: Вулканические и интрузивные формации Притохья. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Заборовская Н. Б.* Строение внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса на полуострове Тайгонос. Автореф. канд. дис. ГИН АН СССР, М., 1974.
- Изох Э. П., Русс В. В. и др.* Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докл. междуведомств. стратигр. совещ., Магадан, 1975.
- Мезозойский тектогенез. Материалы VII сес. научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1971.
- Меланхолина Е. Н.* Очерк геологии меловых отложений Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Меланхолина Е. Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., «Наука», 1973.
- Меланхолина Е. Н.* Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо.— Геотектоника, 1975, № 3.
- Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М.* Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4.
- Милиц М. В.* Контрастный вулканизм мелового времени в юго-западной части Ульинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс). Автореф. канд. дис., М., МГУ, 1972.
- Молчанова Т. В.* Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной окраины Колымского срединного массива.— Геотектоника, 1968, № 5.
- Молчанова Т. В.* Тектоническое положение верхнемезозойских гранитоидов Охотского массива и Верхояно-Колымской складчатой зоны.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Молчанова Т. В.* Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Мурдма И. О.* Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.— В сб.: История мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки. Автореф. канд. дис., ГИН АН СССР, М., 1972.
- Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, 1957.
- Основы тектоники Китая. Пер. с китайск. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Материалы XVIII научн. конф. геол. ф-та ДВПИ им. Куйбышева, Владивосток, 1968.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Рождественский В. С., Речкин А. Н.* Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1975, т. 221, № 5.

- Салун С. А.* Тектоника позднемеловых и кайнозойских вулканогенных континентальных образований Сихотэ-Алинской области.— В сб.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Самозванцева З. М.* Геологическое строение юго-западной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс) и методика картирования субаэральных вулканогенных образований. Автореф. канд. дис., М., МГРИ, 1974.
- Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, 1961. Изд-во Дальневост. ун-та.
- Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.
- Сперанская И. М.* Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чаунского вулканического пояса. Автореф. канд. дис., ИГЕМ, Магадан, 1964.
- Сперанская И. М.* Формации игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9.
- Тильман С. М., Бялбжецкий С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Туезов И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Устиев Е. К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций.— В сб.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фаворская М. А.* Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Федотов С. А.* О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов.— В сб.: Геодинамическая обстановка проявлений разных типов вулканизма, 1975.
- Филатова Н. И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Шилов В. Н.* Вулканизм Сахалина и Курильских островов. Автореф. докт. дис., ИГГ СО АН СССР, Новосибирск, 1975.
- Штилле Г.* Основные вопросы сравнительной тектоники. Избранные труды. Пер. с нем. М., «Мир», 1964.
- Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В.* Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца.— В сб.: Кислый вулканизм. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Dickinson W. R.* Reconstruction of past arc-trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the Western Pacific.— In: The Western Pacific island arcs, marginal seas, geochemistry. Nedlands, Univ. Western Australia Press, 1973.
- Galli-Olivier C.* Climate: a primary control of sedimentation in the Peru-Chile trench.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 1849—1852.
- Geological map of South Korea, scale 1:250 000. Geol. a. Miner. Inst. of Korea. Hollym corporation Publ., 1973.
- Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatsumi K.* Late Mesozoic igneous activity in the inner side of southwest Japan.— Pacific Geol., 1968, No. 1.
- Kanisawa S.* Granitic rocks closely associated with the Lower Cretaceous volcanic rocks in the Kitakami Mountains, Northeast Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1974, v. 80, No. 8.
- Katada M., Yoshii M., Ono Ch., Soya T., Ishihara Sh., Suzuki Y., Kanaya H.* Cretaceous granitic rocks in the Kitakami Mountains — petrography and zonal arrangement.— Geol. Surv. Japan. Rept., 1974, No. 251.
- Kushiro I.* Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures.— J. Petrol., 1972, v. 13, p. 313—334.
- Lee S. M.* The tectonic setting of Korea, with relation to plate tectonics.— Techn. Bull. ECAFE, 1974, v. 8.
- Matsumoto T.* A hypothesis on the origin of the Late Mesozoic volcano-plutonic association in East Asia.— Pacific Geol., 1968, v. 1.
- Matsumoto T., Kimura T.* Southwest Japan.— In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts.— Geol. Soc., London, Spec. Publ., 1974, No. 4.
- Miyashiro A.* Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins.— Amer. J. Sci., 1974, v. 274, p. 321—355.
- Murakami N.* Some problems concerning Late Mesozoic to Early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan.— Pacific Geol., 1974, v. 8.
- Nakagawa C.* The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku.— J. Gakugei, Tokushima Univ., Nat. Sci., 1961, v. XI, p. 77—124.
- Patton W. W., Jr., Csejtey B. Jr.* Preliminary geologic investigations of Western St. Lawrence island, Alaska. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, v. 684-C, 1971.

- Patton W. W. Jr., Lanphere M. A., Miller T. P., Scott R. A.* Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew island, Bering Sea, Alaska.—U. S. Geol. Surv., J. Res., 1976, v. 4, No. 1.
- Ringwood A. E.* The petrological evolution of island arc systems.—J. Geol. Soc. London, 1974, v. 130, p. 183—204.
- Tanaka K.* Izumi Group in the central part of the Izumi mountain range southwest Japan, with special reference to its sedimentary facies and cyclic sedimentation.—Geol. Surv. Japan Rept., No. 212, Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan, 1965 (J. ab. E.).
- The geology of Continental Margins. Eds Burk C. A., Drake Ch. L. Berlin e. a., Springer, 1974.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
21 октября 1976 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.25

И. С. РОСЛЫЙ

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР
ПЛАТФОРМ¹

Статья читается с большим интересом. Автор анализирует роль уплотнения пород при формировании локальных поднятий, выводит величину амплитуды, образованной за счет уплотнения.

Свои исследования А. А. Горелов начал с определения влияния глубины и регионального метаморфизма на плотность и абсолютную пористость горных пород. По материалам некоторых опорных скважин построены графики зависимости этих величин. Особое практическое значение имеет график зависимости коэффициента усадки пород от глубины их залегания, который можно использовать при изучении формирования локальных структур. Здесь же приводится расчет коэффициента усадки.

В работе автор исходит из того, что амплитуда локального поднятия по любой структурной поверхности складывается из тектонической и седиментационной составляющей. Седиментационная составляющая общей амплитуды образуется в основном за счет неодинакового уплотнения осадочных отложений и облекания выступов дна бассейна седиментации. При неодинаковой мощности осадков на своде и на крыльях, что чаще всего наблюдается в седиментационных бассейнах, происходит неодинаковое уплотнение пород. Участки с большей мощностью уплотняются на большую величину, а с меньшей мощностью — на меньшую. Таким образом возникает амплитуда, образованная за счет уплотнения пород (A_y). Эту амплитуду автор статьи предлагает определять по формуле (3):

$$A_y = A_0 - (h_{кр}^0 \beta_{кр} - h_{св}^0 \beta_{св}),$$

где A_0 — амплитуда облекаемого поднятия (фактически амплитуда по подошве горизонта мощностью h^0 , — И. Р.); $h_{кр}^0$ и $h_{св}^0$ — начальная мощность горизонта на крыльях и на своде поднятия; $\beta_{кр}$ и $\beta_{св}$ — коэффициенты усадки пород на глубине H на крыльях и своде.

Проанализируем эту формулу. Произведения $h_{кр}^0 \beta_{кр}$ (1) и $h_{св}^0 \beta_{св}$ (2) представляют собой мощность пород после уплотнения на данном этапе развития структуры на глубине H . Разность между 1-м и 2-м выражением является разностью мощностей крыла и свода. Известно, что

¹ Замечания к статье А. А. Горелова «К методике исследования локальных поднятий Западной Сибири». Геотектоника, 1975, № 4.

меньшая мощность на своде и большая — на крыльях структуры формируются по следующим причинам: а) при конседиментационном тектоническом росте поднятия; б) при постседиментационных структурообразующих процессах и эрозии свода; в) за счет непропорционального уменьшения мощности при уплотнении. Следовательно, часть уравнения $h_{кр}^0 \beta_{кр} - h_{св}^0 \beta_{св}$ (3) является численным отображением этих причин. Если же от полной амплитуды поднятия по подошве горизонта $h^0 - A_0$ вычесть последнюю величину, получим остаточную амплитуду, обращенную независимо от тектонических процессов времени седиментации и от самого процесса осадконакопления, так как горизонт уже перекрыт и находится на глубине H .

В том случае, когда амплитуда поднятия A_0 на глубине не изменилась, остаточная амплитуда и будет амплитудой уплотнения A_y . При таком условии уравнение А. А. Горелова действительно. Но в силу ряда тектонических факторов — вертикальных подвижек блоков фундамента и осадочного чехла, тангенциальных сил сжатия, влияния фаз тектогенеза и соляного диапиризма подобное условие в истории геологического развития структур практически мало вероятно; амплитуда A_0 изменяется, увеличиваясь при активизации тектонических процессов или уменьшаясь при расформировании поднятий. Такие изменения, естественно, не фиксируются мощностями погребенных пород, поэтому равенство левой и правой части уравнения (3) нарушается. Неравенство будет определяться величиной тектонического изменения амплитуды, т. е.

$$A_y \pm A_T = A_0 - (h_{кр}^0 \beta_{кр} - h_{св}^0 \beta_{св}).$$

В связи с этим величина A_y в уравнениях (4) — (8) статьи носит чисто условный характер.

В практическом и теоретическом отношении вторая половина статьи более содержательна. С логической последовательностью автор рассуждает, что первоначальная амплитуда поднятия на законченной стадии седиментации определяется разностью мощности крыльев и свода. Амплитуда включает в себя тектоническую и седиментационную составляющую. На современном этапе, после перекрытия горизонта серий других напластований и последующего уплотнения пород, эта же разность мощностей будет отличаться от прежней величины, так как на крыльях породы большей мощности уплотнились больше, чем на своде. Следовательно, разность между первым и вторым членом уравнения представляет величину амплитуды A_y в действительном выражении (уравнения (11) и (12)). Причем тектоническая составляющая на глубине залегания пород не влияет на величину A_y .

Определение амплитуды локального поднятия, образованной за счет вертикального уплотнения осадочных пород, позволяет количественно оценить роль коэффициента усадки в истории формирования структур, а в связи с этим конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов. Автор приводит пример, что по некоторым свитам Сургутского и Пунгинского поднятий их амплитуда на 80—90% образована за счет уплотнения нижележащих осадочных толщ. Изложенную методику можно применить для структур других нефтегазоносных бассейнов.

Результаты исследования, возможно, позволят по-иному рассматривать историю развития регионов в целом и формирование месторождений нефти и газа, в частности. Может быть это заставит отказаться от укоренившихся некоторых представлений, например, о решающей роли классических фаз складчатости в структурообразовании таких платформенных бассейнов седиментации, как Днепровско-Донецкий, Припятский, Прикаспийский, группы Волго-Уральских и ряда других структур. Необходимо определить степень и характер уплотняемости

соленосных пород и самой соли, что может способствовать решению ряда вопросов соляного тектогенеза. Методика открывает возможность глубже изучать процессы образования коллекторов и покрышек, механизм формирования дизъюнктивных дислокаций, решать другие геологические задачи.

Черниговское отделение
УкрНИГРИ

Статья поступила
11 сентября 1975 г.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставленным полем с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым), и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должны быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста) и для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор Расторгова Е. Н.

Сдано в набор 6/V-1977 г. Т-09967 Подписано к печати 21/VI-1977 г. Тираж 1995 экз.
Зак. 4569 Формат бумаги 70×108^{1/16}. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 12,6

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Г 113

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР Д 3 КВ 42

МАКАРЧЕВУ Г И

70223

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1977, № 4