

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1981

## СОДЕРЖАНИЕ

Решения XXVI съезда КПСС — в основу дальнейшей работы . . . . .	3
<b>Иванов В. В., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М.</b> Тектоническое положение и особенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамлении Тихого океана . . . . .	5
<b>Увадьев Л. И.</b> Разломы района Кандалакшской губы Белого моря . . . . .	20
<b>Свиридов Н. И.</b> Нарушения слоистой структуры осадочного чехла дна Балтийского моря . . . . .	31
<b>Щербаков С. А.</b> Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаротсыньинского массива (Полярный Урал) . . . . .	44
<b>Макарычев Г. И., Гесь М. Д.</b> Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня . . . . .	57
<b>Арзуманян С. К.</b> Структура Араксинской межгорной впадины (Армянская ССР и Нахичеванская АССР) . . . . .	73
<b>Архипов Ю. В., Климах В. П., Попов Л. Н., Трушелев А. М., Шашкина И. А.</b> Геологическое строение Быльнинского блока в центральной части Адычатарынского разлома (верхнее течение р. Адыча) . . . . .	78
<b>Ставский А. П.</b> Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья . . . . .	90
<b>Шапиро М. Н.</b> Соотношение геосинклиналичного режима островной дуги (на примере Камчатки) . . . . .	104

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

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1981

## CONTENTS

Decisions of the XXVI Congress of the Communist Party of the Soviet Union as the basis of further activity . . . . .	3
<b>Ivanov V. V., Pushcharovsky Yu. M., Til'man S. M.</b> Tectonic position and structural peculiarities of sedimentary basins in the circum-Pacific Northwest . . . . .	5
<b>Uvadiyev L. I.</b> Faults of the Kandalaksh Inlet region of the White Sea . . . . .	20
<b>Sviridov N. I.</b> Disturbances of laminated structure of the sedimentary cover for the Baltic Sea . . . . .	31
<b>Shcherbakov S. A.</b> Mechanism of plastic deformations of ultrabasites of the Voikaro-Syn'insky massif (Polar Urals) . . . . .	44
<b>Makarychev G. I., Ges' M. D.</b> Tectonic nature of the junction zone of the North and Median Tien Shan . . . . .	57
<b>Arzumanyan S. K.</b> Structure of the Araksinskaya intermountain area (Armenian SSR and Nakhichevan ASSR) . . . . .	73
<b>Arkhipov Yu. V., Klimash V. P., Popov L. N., Trushelev A. M., Shashkina I. A.</b> Geological structure of the Bylyn'insky block in the central part of the Adycha-Tarynsky fault (upper course of the Adycha river) . . . . .	78
<b>Stavsky A. P.</b> Cretaceous magmatism and tectonics of the Alazeisky highland . . . . .	90
<b>Shapiro M. N.</b> Relationship of the geosynclinal regime of the island arc (on the example of Kamchatka) . . . . .	104

## РЕШЕНИЯ XXVI СЪЕЗДА КПСС — В ОСНОВУ ДАЛЬНЕЙШЕЙ РАБОТЫ

Вся советская страна живет под впечатлением недавно закончившегося XXVI съезда КПСС. На этом съезде с исключительным единодушием была одобрена величественная программа всестороннего развития нашей родины на ближайшее десятилетие, выдвинутая в докладах Л. И. Брежнева и Н. А. Тихонова и изложенная в «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 гг. и на период до 1990 года». В этих программных документах намечены конкретные задачи и в области геологии. Так, в «Основных направлениях» записано:

«Обеспечить ускоренное развитие работ по геологическому изучению территории страны, увеличению разведанных запасов минерально-сырьевых ресурсов, в первую очередь топливно-энергетических. Осуществить мероприятия по выявлению месторождений нефти и газа на территории Западной и Восточной Сибири, Европейской части СССР, в Средней Азии и Казахстане, а также на континентальном шельфе. Расширить сырьевые базы действующих горнодобывающих предприятий, особенно в районах формирования территориально-производственных комплексов. Усилить поиски и разведку месторождений богатых и легкообогащаемых руд черных и цветных металлов, бокситов, фосфоритов, угля, горючих сланцев и сырья для атомной энергетики, для производства строительных материалов и минеральных удобрений, а также поиски и разведку подземных вод».

Ответственное место тектонических исследований в этой большой работе естественно определяется тем признанным фактом, что основой всякого минерагенического прогноза является правильное тектоническое районирование и выяснение тектонической истории региона. Отсюда важность регионально-тектонических исследований, как проводимых в процессе геологосъемочных работ, значение которых возрастает в новом десятилетии, так и осуществляемых специально по особой тематике. Из этого вытекает и большое значение дальнейшей разработки методики составления тектонических карт, особенно относительно крупного масштаба, а также создания палеотектонических и неотектонических карт, учитывающих историю не только вертикальных, но и горизонтальных движений земной коры.

Следует особо обратить внимание на упоминание в «Основных направлениях» континентального шельфа как одного из регионов, где должны быть выявлены новые ресурсы полезных ископаемых. Советскому Союзу принадлежит огромная площадь континентального шельфа и вопросы тектоники шельфовых зон безусловно должны находиться в центре нашего внимания.

Задача расширения сырьевой базы действующих горнодобывающих мероприятий, поставленная в решениях съезда, также требует определенного участия тектонистов. В нашей литературе явно недостаточно работ, освещающих структуру рудных полей или особенности локальных структур нефтегазоносных областей, а глобальным построениям часто

отдается предпочтение по сравнению с детальным структурным анализом. Этот крен должен быть выправлен в будущем.

Далее в решениях съезда указывается на необходимость «более быстрыми темпами развивать прогрессивные виды геофизических и геохимических исследований недр, широко использовать в геологии возможности аэровысотных и космических средств изучения природных ресурсов Земли...».

В геотектонике уже достаточно давно, со времени пионерских работ А. Д. Архангельского, наряду с собственно геологическими материалами используются данные геофизики, причем масштабы этого использования непрерывно возрастают. Нам следует, очевидно, еще в большей мере опираться на геофизическую информацию, причем ставить самим перед геофизиками определенные задачи. Сравнительно недавней тенденцией явилось привлечение для решения тектонических задач данных геохимии, использование соотношения химических элементов, особенно их изотопов как индикаторов тектонических процессов и режимов. Тенденция эта, несомненно, весьма прогрессивна и заслуживает самого активного развития.

Тектонисты не могут не откликнуться также на призыв «Основных направлений» «широко использовать возможности аэровысотных и космических средств изучения природных ресурсов Земли». Результаты наблюдений поверхности Земли из космоса уже сейчас широко используются в тектонике. Следует признать, однако, что тектоническая природа выявляемых на космоснимках линеаментов и кольцевых структур и их отношение к структурам, картируемым обычными геологическими методами, еще во многом остаются непонятными и требуют своей расшифровки.

Большое место в докладе Л. И. Брежнева и в «Основных направлениях» отведено вопросам развития науки и ускорения технического прогресса, и в частности фундаментальным исследованиям в области естественных наук. Среди поставленных съездом задач нас непосредственно касается задача изучения «строения, состава и эволюции Земли, биосферы, климата, Мирового океана, включая шельф, с целью рационального использования их ресурсов...». Геотектонике традиционно принадлежит ведущая роль в разработке проблемы строения и развития земной коры и литосферы в целом, и в этом направлении в последние десятилетия достигнуты существенные успехи. Многие, и притом кардинальные вопросы остаются, однако, еще остродискуссионными: масштабы и механизм крупных горизонтальных смещений литосферы, характер развития земной коры на ранних стадиях, происхождение и закономерности формирования континентальной коры и ряд других, на которых должно быть сосредоточено внимание в ближайшие годы.

Весь советский народ с большим энтузиазмом встретил вдохновляющие решения съезда и с новым приливом сил взялся за их реализацию. Советские геологи и тектонисты, в частности, несомненно внесут свой достойный вклад в это благородное и благодарное дело и достигнут в предстоящие годы новых успехов в своих исследованиях.

---

УДК 551.242.21(265)

**ИВАНОВ В. В., ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., ТИЛЬМАН С. М.****ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ  
И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ  
НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ТИХОГО ОКЕАНА**

На основе новой тектонической карты Востока СССР и сопредельных областей анализируются особенности тектонического строения и формационного состава осадочных бассейнов в зависимости от их положения в областях с различным временем формирования континентальной коры или гранитно-метаморфического слоя. Подчеркивается, что осадочные бассейны связаны со структурами, находящимися на самых разных стадиях тектонической эволюции. Наиболее существенные различия в геологическом строении, возрасте и типе осадочных формаций, а следовательно, и в условиях нефтегазообразования, наблюдаются между бассейнами западного материкового и восточного приокеанического блоков. В каждом из них наиболее крупные по размерам и благоприятные по набору показателей бассейны занимают внешние части, удаленные от впадины Тихого океана.

**ВВЕДЕНИЕ**

Можно считать, что такой фактор, как тектоническое положение нефтегазоносных бассейнов всегда имел большое значение при общих прогнозных оценках. Действительно, определение положения бассейна в той или иной тектонической области позволяет уже на начальных стадиях его изучения уверенно прогнозировать возраст и особенности формационного состава осадочного выполнения, латеральную и вертикальную изменчивость отложений, их катагенетическую преобразованность, характер тектонического строения как всего объекта, так и локальных структурных форм, являющихся ловушками для углеводородов, вероятные типы и распределение коллекторов, покрышек и некоторые другие качественные параметры возможной нефтегазоносности. Тектоническая позиция бассейна в конечном счете определяет и его генетическую природу, без знания которой практически невозможно осуществление строго сравнительного анализа нефтегазоносности крупных регионов.

Что касается северо-западного обрамления Тихого океана, то существует несколько подходов к этой теме.

Во многих работах конца 50-х — начала 60-х годов [3, 7, 8, 20] и некоторых более поздних [1, 21, 31, 32] анализ нефтегазоносных и, возможно нефтегазоносных бассейнов осуществлялся с точки зрения их положения в пределах крупных тектонических зон, которые традиционно обособлялись по возрасту завершающей складчатости. При этом в пределах восточной части СССР, а также в смежных районах КНР и Аляски [3] обычно выделялись три основных типа бассейнов — связанные с краевыми прогибами древних платформ, с впадинами активизированных платформ и с межгорными впадинами разновозрастных складчатых областей и зон.

В 1965 г. П. Н. Кропоткин [18] обосновывал идею, что в Тихоокеанском поясе вообще и в его северо-западном секторе в частности нефть и газ локализируются очень близко от действующих вулканических поясов (например, в Японии) или параллельно термально-вулканическим зонам

(например, на Камчатке). Он не считал, что формирование нефти и газа связано непосредственно с вулканической деятельностью, но отмечал, что широкие зоны повышенной проницаемости земной коры могут быть использованы различными жидкими и газообразными соединениями для подъема из земных глубин. Любопытно, что и такой подход привел к заключению о перспективности Пенжинского, Западно-Камчатского, Восточно-Камчатского прогибов, как и ряда прогибов Корякского нагорья, на что и до, и после цитированной работы указывалось многими исследователями, исходящими из совершенно других предпосылок.

Тектонические исследования приокеанических зон в связи с анализом размещения в них нефтяных и газовых месторождений неоднократно предпринимал Ю. М. Пущаровский [23—27]. Это осуществлялось как в глобальном масштабе, так и для Тихоокеанского пояса и Востока СССР как части этого пояса. При этом внимание акцентировалось на выяснении связи нефтегазоносности с типами тектонических структур. Если иметь в виду Восток СССР, то такими типами являются: Приверхоанский краевой прогиб, межгорные впадины и локальные участки чехлов в мезозоидах, а в поясе кайнозойского тектогенеза — в первую очередь глубокие миогеосинклинальные прогибы типа Западно-Сахалинского, лежащие в его тыловой части, некоторые внутригорные впадины, а также различного рода прогибы, связанные с системами краевое море — островная дуга — глубоководный желоб. Обращалось внимание на изучение шельфов, поскольку туда простираются благоприятные структуры суши.

Анализируя осадочные бассейны Северо-Восточной Азии, В. В. Иванов [10] предложил вариант их классификации на основе генетического подхода — в связи со стадийностью и направленностью геосинклинального процесса и последовательностью смены основных геотектонических режимов. В пределах рассматриваемого региона и прилегающих шельфовых зон были выделены и охарактеризованы бассейны трех основных типов: геосинклинальные, связанные с наиболее молодой Олюторско-Камчатской системой кайнозой; протоорогенные в зоне ранних кайнозой и области мезозойской складчатости; бассейны молодой эпимезозойской платформы, расположенные на северном побережье материка и восточно-арктическом шельфе. Дальнейшее развитие указанных принципов типизации привело к созданию историко-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов [11], в которую хорошо вписалось многообразие подобных объектов Тихоокеанского пояса. Была подчеркнута также региональная закономерность уменьшения стратиграфического диапазона осадочного выполнения бассейнов и омоложения вероятных продуктивных горизонтов в направлении от внешних зон Тихоокеанского пояса к его внутренним зонам [13].

Под тектоническим углом зрения анализировал нефтегазообразование в осадочных формациях северо-западного сектора Тихоокеанского кайнозойского кольца Ю. К. Бурлин [5]. Он описывал нефтегазоносные бассейны, разделив их на три группы: а) приуроченные к области позднемезозойской — раннекайнозойской складчатости, куда входит, в частности, Пенжинский прогиб; б) связанные с областью позднекайнозойской складчатости, такие, как Нижнехатырская, Западно-Камчатская, различные сахалинские впадины; в) относящиеся к современным геосинклинальным зонам, т. е. к структурному комплексу островных дуг. Используя принципы историко-тектонической типизации, Ю. К. Бурлин показал, что для первой из упомянутых групп характерны межгорные прогибы и впадины, для второй — позднегеосинклинальные прогибы, а для третьей — прогибы более ранних стадий геосинклинального развития.

Одна из последних попыток анализа тектонического положения нефтегазоносных бассейнов предпринята в книге «Нефтегазоносность и

угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» [22], являющейся объяснительной запиской к соответствующей карте, опубликованной в м-бе 1 : 10 000 000 в том же 1978 г. Ее авторы ввели следующие категории осадочных бассейнов в зависимости от их структурной позиции: активных океанических окраин, древних (палеозойских и мезозойско-раннекайнозойских) активных окраин, древних пассивных океанических окраин, современных пассивных окраин, орогенных впадин, осадочные бассейны областей эпиплатформенного орогенеза и внутриплатформенных синеклиз. Практически все эти категории представлены в регионе Востока СССР и Восточной Арктики. Констатируя, что потенциальные ресурсы углеводородов в осадочных бассейнах Северо-Востока СССР остаются недостаточно выясненными, авторы намечают некоторые перспективные зоны, которые по их мнению прежде всего связаны с бассейнами древних и современных активных окраин и Приверхоянским прогибом (древняя пассивная окраина).

Все основные предшествующие данные прямо или косвенно подводят к необходимости проанализировать тектоническую позицию нефтегазоносных бассейнов в зависимости от характера эволюции и типа земной коры. В настоящее время это стало возможным благодаря выходу в свет новой тектонической карты Востока СССР и сопредельных областей [30] и расширенной объяснительной записки к ней [28].

### ОЧЕРК ТЕКТониКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Тектоническая эволюция северо-западного обрамления Тихого океана рассматривается в данной статье под углом зрения преобразования земной коры океанического типа в континентальный в ходе геосинклинального процесса [29]. Этот новый подход, основанный на анализе соответствующих индикаторных формаций, сменяющих друг друга во времени, позволяет установить, когда и как происходило заложение геосинклинальных систем и каковы хронологические рамки главных стадий геосинклинального процесса и основных эпох континентального корообразования.

Время заложения геосинклинальных систем распознается по возрасту отложений, покрывающих меланократовый фундамент (гипербазит-габбровый слой). Ранней геосинклинальной («океанической») стадии присущи такие комплексы пород, как спилит-диабазовая, вулканогенно-кремнистая, пелагическая карбонатная и некоторые другие формации. Зрелая (переходная) стадия наступает тогда, когда внутри и по периферии бассейнов типа краевых морей возникают системы островных дуг. Зрелой стадии отвечают и соответствующие тектонические обстановки, характеризующиеся резкой латеральной неоднородностью структур и формаций. На этой стадии собственно и происходит развитие гранитно-метаморфической оболочки, которая затем преобразуется в зрелую континентальную кору.

Зрелая континентальная кора от коры незрелой отличается рядом признаков: сложной покровно-складчатой структурой, широким развитием калиевого гранитоидного магматизма, распространением верхних моласс, развитием краевых вулканогенных поясов. Незрелой коре свойственно наличие многочисленных участков с разным возрастом гранитно-метаморфического слоя, появление которого определяется по распространению габбро-плагиогранитных формаций, геоантиклинальных и нижнемолассовых серий, сочетающихся с вулканитами пестрого состава.

Изложенные принципы районирования земной поверхности легли в основу Тектонической карты Востока СССР и сопредельных областей [30].

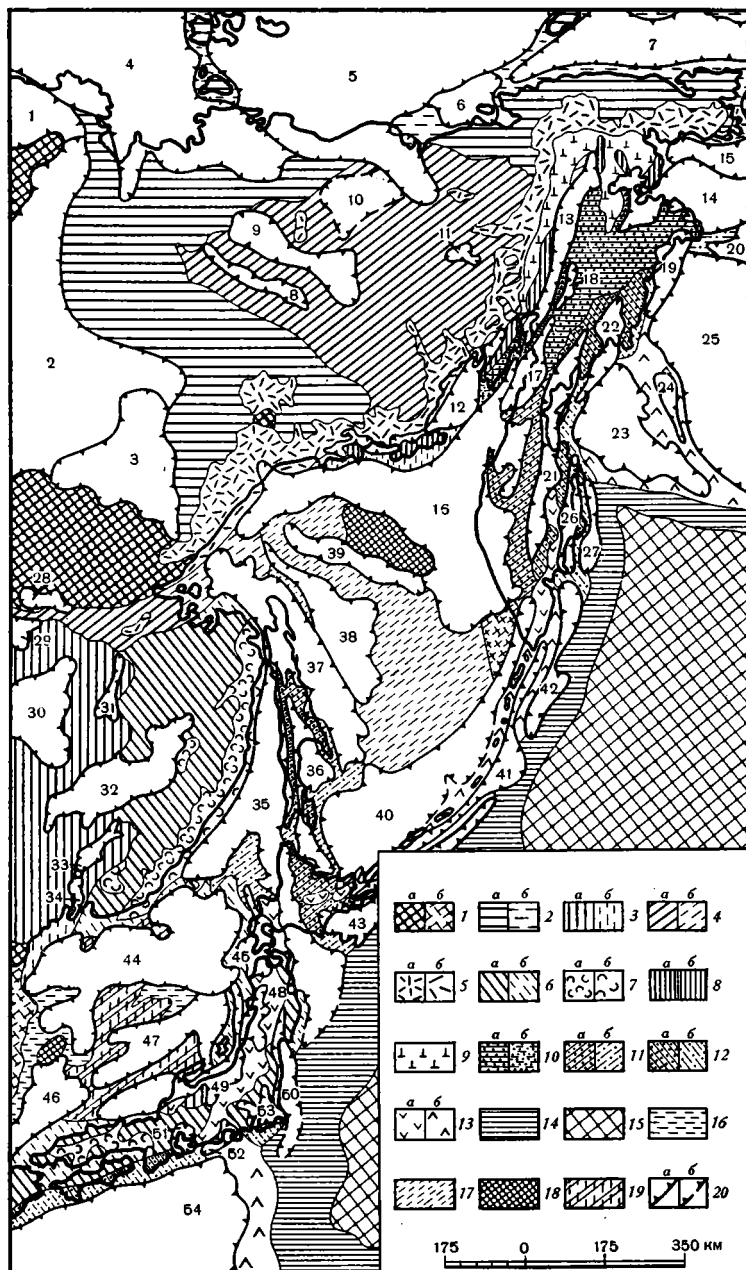
Площади с различными типами строения земной коры составляют на Востоке Азии два крупных тектонических блока: западный, охватываю-



ший области со зрелой континентальной корой разного возраста, и восточный, в пределах которого зрелая кора еще не сформировалась. Выразителен раздел между этими блоками. Он проходит вдоль Охотско-Чукотского и Сихоте-Алиньского вулканогенных поясов.

В пределах западного материкового блока обособляются области с дорифейской, позднепалеозойской, среднемировой и позднемеловой — палеогеновой континентальными корами (рисунок).

Области с дорифейской корой охватывают Сибирскую платформу, Яно-Колымскую, Анюйско-Чукотскую и Восточно-Арктическую миеогеосинклинальные системы. В них развиты карбонатные и терригенные комплексы, по-разному дислоцированные. Они образовались на окраи-



нах Восточно-Азиатского дорифейского континента в условиях обширных шельфовых морей, дно которых местами испытывало значительное прогибание в течение длительного времени (рифей — ранний мел). В ряде районов среди этих комплексов выступают блоки архейских и протерозойских пород, составляющих их фундамент.

В областях с дорифейской корой широко распространены поздне-мезозойские прогибы и впадины, заполненные морскими и континентальными молассоидными формациями. В их числе Приверхоянский краевой прогиб и группа наложенных межгорных впадин в Верхоянье, на Чукотке и в Арктической зоне. Крупные и протяженные антиклинории и синклинории вмещают гранитоидные интрузии, главным образом поздне-мезозойские.

Области с позднепалеозойской корой включают Амуро-Зейскую и Буреинскую зоны, а также юго-западное Приморье. Они образовались в результате деструкции дорифейской континентальной коры, начало которой приходится на ранний палеозой. В различных зонах этой области распространены грабеновые комплексы (трахибазальты, кислые лавы, конгломераты), а также комплексы ранней геосинклинальной стадии: основные эффузивы, яшмы, кремнистые сланцы, известняки, терригенные и туфогенные породы. Стратиграфически выше этих комплексов лежат терригенные, граувакковые, андезит-базальтовые, липаритовые и

Схема размещения осадочных бассейнов в структурах северо-западного обрамления Тихого океана (тектоническая ситуация дана по Тектонической карте Востока СССР и сопр. областей 1979). **Материковый блок с континентальной корой разного возраста** Области с дорифейской континентальной корой: 1 — Сибирская и Северо-Китайская платформы; а — на суше, б — на шельфе; 2 — миогеосинклинальные системы: а — на суше, б — на шельфе; 3 — области с палеозойской континентальной корой: а — на суше, б — на шельфе; 4 — области со среднемеловой корой: а — на суше, б — на шельфе; 5 — внешняя зона краевого Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: а — на суше, б — на шельфе.

Области с позднемеловой континентальной корой: 6 — складчатые зоны: а — на суше, б — на шельфе; 7 — краевой Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс и вулканические поля Японии: а — на суше, б — на шельфе.

#### **Приокеанический блок с формирующейся континентальной корой**

Области развития альб-сеноманского гранитно-метаморфического слоя: 8 — складчатые зоны: а — на суше, б — на шельфе; 9 — внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 10 — области развития сенон-маастрихтского слоя: а — на суше, б — на шельфе; 11 — области развития палеогенового слоя: а — на суше, б — на шельфе; 12 — области развития неогенового слоя: а — на суше, б — на шельфе

Области с формирующимся гранитно-метаморфическим слоем: 13 — островные дуги: а — на суше, б — в море.

Области с современной океанической корой: 14 — глубоководные желоба; 15 — Тихоокеанская впадина. Зоны деструкции: 16 — с утоненной континентальной корой разного возраста; 17 — с утоненным палеогеновым гранитно-метаморфическим слоем. Фрагменты разновозрастной континентальной коры: 18 — дорифейской; 19 — палеозойской и мезозойской нерасчлененной. 20 — границы осадочных бассейнов: а — уверенные, б — предполагаемые.

#### **Осадочные бассейны.**

Цифровые обозначения (на схеме):

1 — Анабаро-Ленский, 2 — Лено-Вилюйский, 3 — Алдано-Майский, 4 — Лаптевско-Янский, 5 — Новосибирский, 6 — Чаунский, 7 — Лонгско-Чукотский, 8 — Момский, 9 — Индигиро-Зырянский, 10 — Северо-Колымский, 11 — Уляганский, 12 — Ямско-Тауйский, 13 — Пенжинский, 14 — Анадырский, 15 — Крестовский, 16 — Охотско-Западно-Камчатский, 17 — Пусторецкий, 18 — Паропольский, 19 — Хатырский, 20 — Наваринский, 21 — Центральнокамчатский, 22 — Олюторский, 23 — Командорский, 24 — Ширшовский, 25 — Алеутский, 26 — Восточно-Камчатский, 27 — Внешнекамчатский, 28 — Верхнезейский, 29 — Ушумунский, 30 — Зей-Буреинский, 31 — Верхнебуреинский, 32 — Среднеамурский, 33 — Ханкайский, 34 — Партизанский, 35 — Искань-Западно-Сахалинский, 36 — Центральносахалинский, 37 — Северо-Сахалинский, 38 — Дерюгинский, 39 — Кашеваровский, 40 — Южно-Охотский, 41 — Среднекурильский, 42 — Курило-Камчатский, 43 — Внешнекурильский, 44 — Япономорский, 45 — Осима-Иваки, 46 — Цусимский, 47 — Хонсю, 48 — Акита, 49 — Ниигата, 50 — Абукума, 51 — Нагоя, 52 — Омаэ, 53 — Канто, 54 — Нампо

молассовые формации. Весьма характерен протяженный (400 км) краевой вулканогенный пояс позднепалеозойского возраста; развиты верхние молассы и гранитоиды того же возраста. Позднепалеозойская кора в дальнейшем подверглась деформациям, следствием чего явилось образование мезозойских и кайнозойских впадин и депрессий (Зея-Буреинская, Сунляо и др.).

Области с континентальной корой, сформировавшейся в середине мела, охватывают Алазейско-Олойскую и Амуро-Охотскую системы. Как и в предыдущем случае, эти системы стали геосинклиналями вследствие деструктивных процессов, поэтому континентальная кора на их месте сформировалась как бы повторно. В разрезах различных зон, принадлежащих этим системам, обнаруживается полная гамма эвгеосинклинальных формаций — от среднего палеозоя до юры включительно.

В середине мела (альб — сеноман) активно был проявлен калиевый гранитоидный магматизм. Крайна вновь образованного континента фиксируется местоположением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Вулкано-плутонические ассоциации развиты и в Амуро-Охотской системе. Вулканистам и гранитоидам синхронны верхние молассы, выполняющие ряд прогибов и впадин (Индигино-Зырянский, Торомская, Удская и др.).

Сихотэ-Алинь и остров Хонсю входят в область, где становление континентальной коры произошло в конце мела — начале палеогена. В конце палеогена эти районы были разъединены, что привело к образованию Японского моря.

Сихотэ-Алиньская система, как и остров Хонсю, по имеющимся данным, возникли на первичной океанической коре. Прогрессивное геосинклинальное развитие временами осложнялось здесь рифтогенными процессами. Выявляется несколько генераций гранитно-метаморфических слоев — позднепалеозойская, позднеюрско-раннемеловая и среднемеловая. Но окончательное формирование континентальной коры пришлось на конец мела — начало палеогена, что зафиксировано образованием Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса, формированием верхнемолассовых комплексов и внедрением калиевых оловоносных гранитов.

Восточный тектонический блок, ограниченный на западе краевыми вулканогенными поясами, а на востоке глубоководными желобами, отвечает современному геосинклинальному поясу. Различные его зоны находятся на разных уровнях развития. Складчатые сооружения Корякского нагорья, Камчатки, Сахалина и внутренней Японии вступили в орогенную стадию. В котловинах Берингова, Охотского и Японского морей, в глубоководных желобах и междугловых прогибах протекает геосинклинальное осадконакопление; на шельфах краевых морей, обладающих относительной подвижностью, накапливаются мощные толщи осадочных пород, граувакк и тефроидов, а также молассовых комплексов, а на островных дугах активно проявляется вулканизм и формируется гранитно-метаморфический слой.

Геологическая история складчатых зон описываемого блока очень сложна и во многом еще не распознана.

В палеозое существовали примерно однотипные тектонические обстановки, характеризующиеся зарождением на океанической или субокеанической коре зачаточных краевых морей и островных дуг. Комплексы ранней геосинклинальной стадии в разных районах имеют различный возраст от ордовика до позднего палеозоя, а местами до позднего триаса. Эти комплексы, представленные вулканогенно-кремнистыми и другими формациями, повсеместно интенсивно деформированы и в подавляющем большинстве случаев находятся в аллохтонном залегании. Обычно они занимают самое верхнее структурное положение в разрезе, образуя покровы и чешуи. В основании покровных пластин прослеживаются посылы серпентинитового меланжа.

В конце палеозоя и начале мезозоя наступила первая эпоха образования гранитно-метаморфического слоя; с ней связано и первое шарьирование пластин горных пород. Следующая эпоха становления гранитно-метаморфического слоя пришлось на альб — сеноман. Становление этого слоя происходило на ограниченной площади, охватываемой узкой, но протяженной Кони-Тайгоносской (Кони-Танюерской) системой. В основном она сложена андезитовой формацией мезозойского возраста. В верхней части геосинклинального комплекса появляется морская аптальбская моласса, а к комплексам-индикаторам становления гранитно-метаморфического слоя принадлежат базальты и андезиты-базальты, вмещающие крупные тела тоналитов и плагиогранитов. Их возраст датируется верхним альбом — сеноманом.

Сенонский, точнее, сенон-маастрихтский гранитно-метаморфический слой характерен для центральных и восточных районов Корьякского нагорья. По сравнению с предшествующим временем в позднем мезозое здесь усилилась латеральная неоднородность морского бассейна. Углубились и расширились глубоководные котловины, стали возникать новообразованные рифты со вскрытием меланократового фундамента, разрастались поднятия, возникали новые цепочки островных дуг. Морские нижние молассы стали появляться в замыкающихся бассейнах в конце сенона. Маастрихтские молассовые комплексы трансгрессивно легли на все нижележащие толщи, в том числе и на офиолиты.

Сравнительно большие площади в поясе несформированной коры занимают районы, где гранитно-метаморфический слой образовался в палеогене. Это Сахалин, восточная часть Хоккайдо, западная Камчатка и, по-видимому, центральная часть Охотского моря. Здесь зрелая геосинклинальная стадия отвечает всему меловому периоду. В палеогене произошло интенсивное скупивание земной коры, сопровождаемое образованием складок, покровов и чешуй. В это время возникли вулканические пояса и внедрялись гранитоиды.

Неогеновый гранитно-метаморфический слой распространен на Восточной Камчатке и в сопредельных районах. Его комплексами-показателями являются вулканы пестрого состава, молассы и малочисленные тела гранитоидов.

Современные структурные комплексы — краевое море — островная дуга — глубоководный желоб лишены гранитно-метаморфического слоя, за исключением некоторых участков островных дуг, где обнаруживаются его зачатки. В пределах впадины Японского моря имеются небольшие фрагменты разновозрастных континентальных кор, указывающие на деструктивную природу этого бассейна.

В поясе несформированной континентальной коры широко распространены разнообразные по размерам и форме прогибы и впадины, многие из которых, как будет показано ниже, принадлежат к перспективным нефтегазоносным бассейнам.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В соответствии с охарактеризованными структурными особенностями западного и восточного тектонических блоков намечается определенная специфика в строении их осадочных бассейнов, с которыми связываются перспективы нефтегазоносности.

**Бассейны на дорифейской коре.** В краевой восточной части Сибирской платформы перед фронтом складчатых сооружений Таймыра и Верхоянья располагаются три крупных бассейна: Анабаро-Ленский, Лено-Вилуйский и Алдано-Майский. Они имеют разные размеры и отличаются по строению. Их поперечный профиль резко асимметричен; выделяется внешний пологий платформенный борт и внутренний крутой пригеосинклинальный, осложненный линейными складками и надвигами.

На платформенных бортах отложения имеют меньшие мощности, измеряемые сотнями метров, тогда как в пригеосинклинальных частях мощности увеличиваются в несколько раз. Для рассматриваемых бассейнов характерно распространение вертикального ряда формаций, представленного в нижней части латерально выдержанными морскими карбонатными, соленосными, карбонатно-терригенными и терригенными отложениями, а в верхней — прибрежно-морскими и континентальными моласами. Кроме того, в основании осадочного выполнения бассейнов местами присутствуют неравномерно метаморфизованные грабеновые фации, свойственные рифтогенной стадии развития дорифейской континентальной коры. В строении разрезов Лено-Анабарского и Лено-Виллюйского бассейнов участвуют образования от верхнего протерозоя до верхнего мела включительно, причем в соответствии с изменением возраста толщ обнаруживается омоложение возраста продуктивных горизонтов от внутренних частей древней платформы к ее краевым зонам. Так, например, на Ботубинской антеклизе газовые и газоконденсатные месторождения открыты в вендских и нижнекембрийских отложениях, а на Хопчагайском валу — в триасово-юрских. Месторождения связаны с пологими куполами и брахиантиклиналями и часто контролируются зонами литологического изменения коллекторов. Последние представлены, как правило, аркозами и (или) трещинно-кавернозными карбонатными породами. В Аяно-Майском бассейне перспективы нефтегазоносности связываются с рифейскими и кембрийскими терригенно-карбонатными формациями, поскольку более молодые подразделения палеозойского и мезозойского возраста здесь практически выпадают из разреза.

Бассейны, расположенные в пределах Яно-Колымской, Анюйско-Чукотской и Восточно-Арктической миогеосинклинальных систем, имеют достаточно сложное внутреннее строение. Под молодым неоген-четвертичным плитным комплексом располагаются отдельные прогибы и грабены, заполненные обломочными формациями верхнего мела — палеогена. В обоих этих комплексах преобладают континентальные песчано-глинистые и угленосные отложения, которые могут быть газоносными. Они смяты в пологие складки. Судя по общегеологическим данным, можно предполагать наличие под плитным комплексом и других, возможно, перспективных комплексов. Это верхнеюрские — нижнемеловые моласы и палеозойско-мезозойские отложения в миогеосинклиналях или чехлах срединных массивов. Степень дислоцированности и постседиментационной преобразованности этих пород претерпевает зональные изменения, но в целом, как будто, уменьшается в северном направлении. На о. Котельном в нижне- и среднедевонских, верхнекаменноугольных породах отмечены твердые битумы, а пермо-триасовая толща представлена листоватыми битуминозными аргиллитами. При обосновании перспектив нефтегазоносности Новосибирского бассейна необходимо учитывать и тот факт, что его северная погруженная зона может лежать на непосредственном продолжении структур Колвиллского прогиба Северной Аляски.

**Бассейны на позднепалеозойской коре.** Среди них выделяются объекты, распространенные как в центральных, так и в краевых частях области. Представителем первой разновидности является Зей-Буреинский бассейн. Он имеет двухъярусное строение. Погребенные грабены, которые могут рассматриваться как структуры начальных стадий деструктивного процесса, заполнены верхнеюрскими — нижнемеловыми прибрежно-морскими и континентальными угленосными толщами, смятыми в прерывистые удлиненные складки. В краевых приразломных зонах они замещаются эффузивно-пирокластическими образованиями. Верхний плитный комплекс представлен озерно-аллювиальными угленосными отложениями верхнего мела — кайнозоя, имеющими пологоволнистое, близкое к горизонтальному залегание. Перспективны формации ниже-

го комплекса и нижние горизонты верхнего. При бурении в них зафиксированы яркие нефтепроявления. В соседней, близкой по структуре, но более обширной по размерам впадине Сунляо обнаружены многочисленные нефтегазовые месторождения, в том числе сравнительно крупное — Дацин.

Бассейны, расположенные в краевых частях области позднепалеозойской коры (Ушумунский, Верхнебуреинский, Ханкайский, Партизанский), формировались под большим влиянием соседних активных тектонических зон более молодого возраста. Верхняя часть комплекса их выполнения представлена позднемезозойскими морскими и континентальными, часто угленосными молассами, а нижняя — редуцированными геосинклинальными формациями. Напряженность складчатых деформаций резко меняется в вертикальном и латеральном направлениях.

**Бассейны на позднемезозойской коре.** Бассейны в областях с корой, сформированной в середине мела (Уляганский, Момский, Индигиро-Зырянский) и в конце мела — начале палеогена (Среднеамурский, Нагоя, Канто и др.), связаны с различными по тектоническому строению впадинами и прогибами (наложенными, унаследованными, тыловыми, на срединных массивах), образовавшимися на позднем и (или) заключительном этапе развития геосинклинальных областей. Характерной их особенностью является обычно двухъярусное строение. Верхний структурный комплекс, с которым связаны основные перспективы бассейнов, представлен в основном континентальными, часто угленосными молассовыми образованиями, которые, судя по фациально генетическому типу содержащегося в них органического вещества, являются скорее всего газопроводящими. Эти толщи смяты в различные по форме и напряженности куполовидные, брахиформные, гребневидные и линейные складки, часто осложненные разломами. Некоторые из них являются конседиментационными. Нижний ярус может быть представлен геосинклинальными формациями, их краевыми шлейфами и сингеосинклинальными комплексами чехлов срединных массивов. По сравнению с верхним молассовым комплексом здесь наблюдаются более крутые и сложные по строению складчатые деформации и иногда интрузивные образования, однако зональность складчатости и постседиментационной преобразования пород нижнего комплекса выражена достаточно резко. На примере мезозойд Северо-Восточной Азии установлено [15], что наименьшей измененностью пород отличаются отдельные тектонические блоки, сложенные мощными карбонатными толщами. В ряде таких структур обнаружены яркие проявления нефтей, малт и твердых битумов. С учетом выявляющихся особенностей процесса нефтеобразования в карбонатных породах, который протекает не так закономерно, как в глинах и глинистых [12, 14, 19], эти данные позволяют наиболее благоприятно оценивать перспективы нефтегазоносности тех нижних комплексов бассейнов, которые представлены карбонатными и терригенно-карбонатными формациями.

**Бассейны в областях с несформированной континентальной корой.** Среди них выделяются несколько разновидностей, связанных с разнo-возрастными зонами становления гранитно-метаморфического слоя.

Примерно вдоль границы западного и восточного тектонических блоков в районе северного побережья Охотского моря протягивается цепочка молодых эоцен-четвертичных впадин, объединяющихся в Ямско-Тауйский бассейн [15]. Эти рифтогенные структуры, наложенные на Кони-Тайгоносскую систему и частично на Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, заполнены туфогенными и терригенными континентальными отложениями, которые формировались в крупных озерах с широким развитием пресноводных водорослей и фитопланктона, а также в условиях заболоченных равнин и в речных долинах. Набор контрастных фациальных обстановок предопределил присутствие в разрезе как нефте-, так и

газоматеринских толщ [16]. В зависимости от источников сноса здесь присутствуют как типичные аркозы, так и полимиктовые и граувакковые типы алевропсаммитов. Кайнозойские отложения смяты в пологие складки, осложненные разломами. В двух колонковых скважинах, пробуренных в Кавинской впадине, отмечались нефте- и газопроявления.

В зоне развития мелового гранитно-метаморфического слоя располагаются два бассейна — Пенжинский и Анадырский. В общем плане они близки по строению с бассейнами области позднемезозойского становления континентальной коры, но в то же время отличаются от последних рядом специфических особенностей. Во-первых, в составе орогенных комплексов здесь широко представлены не только континентальные угленосные, но и морские песчано-глинистые формации, которые в зависимости от фациально-генетического типа содержащегося в них органического вещества могут быть как газо-, так и нефтематеринскими. Во-вторых, орогенные комплексы рассматриваемых объектов достигают значительных мощностей (до 5—8 км), в связи с чем формации средних стадий геосинклинального развития часто погружены на значительные глубины, как правило, претерпели сильные постседиментационные преобразования и могут оказаться перспективными лишь в локальных участках. В-третьих, в данных бассейнах алевропсаммитовые породы представлены главным образом граувакковыми, полимиктовыми, вулканомиктовыми и туфогенными разностями; аркозы имеют среди них весьма незначительное распространение. Основные различия между Пенжинским и Анадырским бассейнами заключаются в сокращении возрастного диапазона, возможно, продуктивных отложений и уменьшении роли вулканогенно-осадочных образований в составе комплекса выполнения при переходе от первого объекта ко второму. В Анадырской впадине получены многочисленные нефтепроявления при бурении, в том числе кратковременные притоки газа промышленного дебита.

Сахалинские, Западно-Камчатский, Хатырский и другие бассейны, расположенные на палеогеновом гранитно-метаморфическом слое, связаны с достаточно крупными кайнозойскими прогибами наложенного типа. В строении складчатого основания принимают участие разновозрастные магматические, метаморфические и осадочные образования, в том числе нередко относительно слабо и зонально измененные терригенные геосинклинальные формации мелового возраста. В ряде случаев из них получены незначительные притоки углеводородных флюидов. В составе комплекса выполнения рассматриваемых бассейнов преобладают разнообразные терригенные, туфогенно-терригенные, кремнисто-терригенные, флишoidные, угленосные, реже эффузивно-осадочные формации. Участки линейной складчатости сменяются районами пологих дислокаций, причем некоторые бассейны (Западно-Сахалинский, Западно-Камчатский) резко асимметричны в поперечном сечении. Специфика условий генерации и аккумуляции углеводородов помимо своеобразия тектонического строения бассейнов обуславливается широким распространением органогенных кремнистых пород, которые часто обладают высоким нефтегазоматеринским потенциалом и способностью его реализации в широком диапазоне термобарических условий зоны катагенеза [2, 4, 6, 17]. Кроме того, в силу особых физических свойств кремнистых породы легко подвержены эндогенной трещиноватости и в отдельных случаях служат резервуарами для нефти и газа.

Бассейны рассматриваемого типа широко распространены в пределах Тихоокеанского пояса, где они нередко отличаются уникальными плотностями запасов углеводородов. Достаточно упомянуть о богатых нефтегазоносных бассейнах Калифорнии, Индонезии, Филиппин. В Северо-Сахалинском бассейне выявлено около 50 месторождений нефти и газа, которые связаны с небольшими по размерам и часто весьма сложными построенными антиклинальными складками. Основные продуктивные

горизонты приурочены к среднему — верхнему миоцену и характеризуются высокими значениями пористости и проницаемости. Притоки нефти и газа получены из скважин, пробуренных в Южно-Сахалинском, Западно-Камчатском и Хатырском бассейнах.

Бассейны, расположенные в зонах неогенового гранитно-метаморфического слоя (Восточно-Камчатский, Олюторский и др.); связаны с узкими прогибами или синклиниями и заполнены морскими кремнисто-вулканогенными, аспидными, флишевыми, терригенно-туфогенными и кремнисто-глинистыми формациями. Характерны сложные линейные наклонные и даже опрокинутые складки и интенсивная разрывная тектоника. Молассовые комплексы на суше развиты локально и не определяют здесь перспективы нефтегазоносности, но в шельфовых зонах могут быть продуктивными. Трудности поиска месторождений в подобном классе объектов связаны со сложностью структурных ловушек и слабым развитием коллекторов гранулярного типа, которые, как правило, представлены граувакковыми, туфогенными и вулканомиктовыми разностями.

Нефтегазоносные бассейны северо-западного Хонсю (Акита, Ниигата) занимают промежуточное положение в ряду охарактеризованных объектов, расположенных в областях палеогенового и неогенового гранитно-метаморфического слоев. К первым из них бассейны Японии близки по типу осадочных формаций и локальных тектонических структур, а ко вторым — по форме, размерам и интенсивности проявлений вулканизма. В этих бассейнах открыто несколько десятков небольших по размерам нефтяных месторождений, большая часть которых уже выработана.

Бассейны в пределах областей с формирующимся гранитно-метаморфическим слоем связаны с глубокоководными желобами (Курильским, Алеутским) междуговыми прогибами (Среднекурильским, Внешнекурильским, Ширшовским и др.) и субокеаническими котловинами окраинных морей (Алеутской, Командорской, Бауэрсая, Южно-Охотской и др.). Мощность отложений в некоторых из них достигает 3—5 км. Специфика возможных процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции определяется такими особенностями, как резко дифференцированный тепловой поток, глубокоководные условия накопления глинистых, турбидитных, вулканогенно-осадочных, в том числе туфогенно- и терригенно-кремнистых формаций, обязанных интенсивным процессам накопления диатомитов, слабое проявление складчатости. Анализ физико-химических обстановок в бассейнах глубокоководных желобов и котловин окраинных морей позволяет предполагать существование здесь лишь очагов газообразования [9]. Вместе с тем широкое развитие в нижней части комплекса осадочного выполнения некоторых из этих бассейнов монотонных, практически недифференцированных (акустически прозрачных) глинистых толщ может снижать возможности широкой реализации процессов аккумуляции углеводородов. Однако для однозначного суждения о перспективах нефтегазоносности этих объектов данных еще очень мало.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Осадочные бассейны с доказанной промышленной нефтегазоносностью, как и потенциально перспективные на нефть и газ широко распространены на северо-западной периферии Тихого океана и в Восточно-Арктическом регионе. С точки зрения понимания связи бассейнов с тектонической эволюцией земной коры важно подчеркнуть, что они располагаются не только в областях зрелой континентальной коры, но и в таких зонах, где процесс формирования континентальной коры еще далеко не завершился. Фактически оказывается, что осадочные бассейны



приурочены к очень разным типам земной коры: субокеаническому, субконтинентальному и континентальному. Нефть и газ, очевидно, могут формировать скопления в разнообразных тектонических ситуациях, в том числе и в структурах весьма ранних этапов аккреционного геосинклинального процесса. Это позволяет еще шире понимать генерацию и миграцию углеводородов в осадочных бассейнах, меняющихся при переходах от одной стадии структурного развития земной коры к другой.

Охарактеризованные разновидности бассейнов северо-западного сегмента Тихоокеанского пояса различаются по комплексу вещественных (формационных) и структурных (тектонических) характеристик, обуславливающих в конечном итоге специфику процессов образования, накопления и сохранности углеводородов. В областях зрелой континентальной коры нефтегазоносные бассейны приурочены к трем категориям тектонических структур: платформенным прогибам, Приверхоанскому краевому прогибу и межгорным впадинам разных типов. Наибольшее значение среди них имеют структурные формы, имеющие в основании дорифейскую континентальную кору. Что касается Приверхоанья, то эта зона давно привлекает внимание и здесь необходимо наращивать объемы поисково-разведочных работ. Чрезвычайно обширные платформенные структуры имеются в пределах восточно-арктического шельфа. По своему типу это пассивный шельф, яркая индивидуальная особенность которого — большая ширина. Фундамент шельфа образован кристаллическими комплексами докембрия, однако кора здесь несколько утонена.

В складчатых зонах с континентальной корой различного возраста (позднепалеозойского, позднемезозойского) располагаются межгорные впадины, которые рассматриваются как возможно нефтеносные, однако до настоящего времени они изучены весьма слабо. Наибольшее внимание среди них привлекает, пожалуй, Индигиро-Зырянский прогиб.

В областях формирующейся в настоящее время континентальной коры, лежащих восточнее Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алиньского вулканоплутонических поясов, имеются разнообразные по типу и тектоническому положению осадочные бассейны, перспективные на нефть и газ. Они присутствуют и там, где гранитно-метаморфический слой уже сформировался, и там, где по тем или иным причинам его нет.

Наибольший интерес представляют разнотипные осадочные бассейны в районах, где гранитно-метаморфический слой присутствует. Главное значение имеют две основные категории структур: прогибы, заполненные геосинклинальными преимущественно осадочными формациями и внутригорные впадины, выполненные молассами. С позиций нефтегазоносности очень важная роль принадлежит глубоким геосинклинальным прогибам типа Северо-Сахалинского и Западно-Камчатского, выполненным в центральной части мощными толщами кайнозойских обломочных пород. Раньше уже было показано [25], что подобные прогибы широко распространены по периферии Тихого океана и именно с ними связаны основные ресурсы нефти и газа в тихоокеанской области (Индонезия, Тайвань, Калифорния, Эквадор, Перу и др.). Частично они лежат под водой.

Следует ориентироваться также на прогибы и мульдообразные впадины, находящиеся на шельфах Охотского и Берингова окраинных морей. Эти шельфы принадлежат к типу подвижных и здесь встречаются весьма глубокие осадочные бассейны. В обоих упомянутых морях осадочные бассейны, с которыми можно связывать потенциальную нефтегазоносность, распространены широко. Во всех случаях гранитно-метаморфический слой здесь оказывается тоньше, чем в соседних районах. Наиболее вероятно, что это явление вторичное и связано с оттоком и горизонтальным перемещением глубинных масс из зон прогибания тектонически подвижной области.

Внутригорные впадины, такие, как Анадырская, также играют определенную роль как возможные нефтегазоносные бассейны.

С районами, где развит неогеновый гранитно-метаморфический слой, связано ограниченное число осадочных бассейнов, причем, как показывает опыт работ на Восточной Камчатке, основные трудности поиска здесь нефтегазовых месторождений обусловлены сложностью тектонических форм и слабым развитием коллекторов гранулярного типа.

Осадочные бассейны без гранитно-метаморфического слоя в основании как возможно нефтегазоносные стали рассматриваться не так давно. Конкретное обоснование такая точка зрения получила после установления больших мощностей отложений и обнаружения углеводородов в ряде глубоководных скважин, пробуренных с судна «Гломар Челленджер», в том числе в глубоководной котловине Японского моря. Было бы неверным недооценивать по крайней мере газоносность такого типа бассейнов.

Хорошие тектонические предпосылки для поисков нефтяных и газовых скоплений относятся к междуговым и преддуговым глубоким прогибам.

В целом нужно отметить, что области отсутствия гранитно-метаморфического слоя (субокеанический тип коры) в отношении нефтегазоносности изучены наиболее слабо по сравнению со всеми другими областями. И в будущем здесь возможно обнаружение совершенно неожиданных явлений, открывающих новые горизонты в теории нефтегазообразования.

Итак, анализ строения и тектонической позиции осадочных бассейнов, локализованных в пределах северо-западного сегмента Тихоокеанского пояса, позволяет сформулировать некоторые общие выводы.

1. Осадочные бассейны связаны со структурами, находящимися на самых различных стадиях тектонического развития. В подавляющем большинстве случаев они характеризуются уменьшением мощности земной коры по сравнению с районами их обрамления. По-видимому, процессы утонения коры и формирования мощных осадочных линз найдутся в тесном единстве и взаимодействии.

2. Многие пространственные закономерности в изменении особенностей тектонического строения бассейнов, возраста продуктивных горизонтов, типов осадочных формаций и условий нефтегазообразования, определяются общей тенденцией омоложения областей становления континентальной коры и гранитно-метаморфического слоя в сторону Тихого океана. При этом наиболее существенные изменения указанных параметров наблюдаются там, где проходит раздел западным и восточным тектоническими блоками. В целом же в восточном и юго-восточном направлениях происходит сокращение стратиграфического объема комплексов осадочного выполнения бассейнов за счет древних толщ и омоложения продуктивных и возможно продуктивных горизонтов.

3. В бассейнах, расположенных в западном блоке, их осадочное выполнение отличается преобладанием формаций, образовавшихся за счет разрушения зрелых континентальных кор, а также в результате хемогенного и органического осадконакопления. Это аркозы, терригенные породы с большим участием кварцево-полимиктового материала, обломками калиевых лейкократовых гранитоидов и гранитизированных метаморфических пород, а также разнообразные карбонатные породы. Выполнение же бассейнов в восточном блоке представлено в основном граувакковым, вулканомиктовым, туфогенным и кремнистым материалом. А это значит, что в разных тектонических обстановках принципиально меняются условия развития высококачественных коллекторов гранулярного типа.

4. Наиболее крупные по размерам и наиболее перспективные осадочные бассейны располагаются во внешних зонах западного и восточного

блоков, удаленных от Тихого океана. Следовательно, если проводить сравнительную оценку рассмотренных объектов, то наибольшее значение имеют те из них, которые связаны с областью развития дорифейской коры и областями распространения позднемелового и палеогенового гранитно-метаморфического слоев.

#### Литература

1. *Архипов А. Я., Бурлин Ю. К., Вассоевич Н. Б., Иванов В. В., Пиковский Ю. И., Трофимук А. А.* Сравнительная характеристика нефтегазоносных бассейнов Дальнего Востока и крайнего Северо-Востока СССР.— Вестн. МГУ. Геология, 1970, № 5, с. 54—65.
2. *Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Табаяков А. Я., Тютрин И. И.* Особенности генерации углеводородов в бассейнах окраинных морей востока СССР.— В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1968, с. 256—262.
3. *Брод И. О., Бурлин Ю. К., Васильев В. Г., Дробкин И. Е., Иванов В. В., Оленин В. Б.* Известные и возможные нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока, Северо-Востока СССР и сопредельных территорий Якутии и Аляски.— В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 151—163.
4. *Брутман В. Ж., Буценко Р. Л., Коблов З. Г., Ярошевич М. С.* Масштабы генерации и эмиграции битумоидов в толщах пород различного литофациального облика (на примере Северо-Сахалинского осадочно-породного бассейна).— В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (тез. докл.). М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 112—113.
5. *Бурлин Ю. К.* Нефтегазообразование в осадочных формациях Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса (северо-западный сектор): Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1977. 35 с.
6. *Бурлин Ю. К., Баженова О. К., Карньюшина Е. Е., Конюхов А. И.* К проблеме нефтеобразования в кремнистых толщах геосинклинальных областей.— Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 3, с. 12—24.
7. *Васильев В. Г.* Перспективы нефтегазоносности континентальной части Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.— Геол. нефти и газа, 1961, № 10, с. 30—36.
8. *Васильев В. Г., Дробкин И. Е., Титов В. А.* Новые данные, характеризующие перспективы нефтегазоносности северо-восточных районов СССР.— Новости нефтяной техники, геол., 1959, № 12, с. 3—9.
9. *Геодекян А. А., Троцюк В. Я.* Нефтегазообразование в осадочных бассейнах глубоководных желобов.— В кн.: Энергетические ресурсы Тихого океана. (Матер. XIV Тихоокеанского научного конгресса, секция В VII). М., 1979, с. 13—15.
10. *Иванов В. В.* Возможные нефтегазоносные бассейны северо-восточной Азии и их типизация.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 234—246.
11. *Иванов В. В.* К построению историко-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 16—24.
12. *Иванов В. В.* Сравнительный анализ процессов нефтеобразования в глинистых и карбонатных породах.— В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979, с. 67—75.
13. *Иванов В. В., Клубов Б. А.* Характеристика органического вещества и особенности нефтегазообразования в бассейнах Северо-Востока.— В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М.: Изд-во МГУ, 1974, с. 149—150.
14. *Иванов В. В., Клубов Б. А.* К вопросу о механизме нефтеобразования в карбонатах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 99—106.
15. *Иванов В. В., Анкудинов Л. А., Шербань О. В., Шкерин Л. М.* Литолого-геохимическая характеристика кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины (Северное Приохотье).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 5, с. 84—95.
16. *Иванов В. В., Клубов Б. А., Семенов Г. А.* Органическое вещество некоторых дома-никоидных толщ Севера и Северо-Востока СССР.— В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 155—156.
17. *Иванов В. В.* Влияние минеральной среды на динамику нефтеобразования.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 440—444.
18. *Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 134. М.: Наука, 1965. 366 с.
19. *Мишунина З. А.* Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях. Л.: Недра, 1978. 152 с.
20. *Мокшанцев К. Б., Черский Н. В.* Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности Восточной Якутии. Якутское кн. изд-во, 1961. 134 с.
21. Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР/Под ред. Трофимука А. А. М.: Недра, 1971. 183 с.
22. Нефтегазоносность и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М.: Нилзарубежгеология, 1978. 230 с.
23. *Пуцаровский Ю. М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозонды Северо-Востока Азии.— В кн.: Тектоника СССР. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.

24. Пуцаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12, с. 42—61.
25. Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— Геотектоника, № 1, 1965, с. 74—92.
26. Пуцаровский Ю. М. О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 3—12.
27. Пуцаровский Ю. М. Структурное положение нефтегазоносных районов в Тихоокеанском поясе.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с. 32—38.
28. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 284 с.
29. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
30. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. Масштаб 1 : 2 500 000, МинГеол СССР, СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, ГИН АН СССР, 1979.
31. Трофимук А. А., Иванов В. В., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Возможные нефтегазоносные бассейны Северо-Востока СССР.— В кн.: Проблемы развития и размещения произв. сил Магаданской области (Матер. ко II научн. совещанию). Магадан, 1968, с. 1—29.
32. Трофимук А. А., Шило Н. А., Иванов В. В. Нефтегеологическое районирование Северо-Востока СССР и прилегающего шельфа.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 49. Магадан, 1973, с. 3—22.

Геологический институт АН СССР  
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию  
12.I.1981

УДК 551.24(470.21)

УВАДЬЕВ Л. И.

**РАЗЛОМЫ РАЙОНА КАНДАЛАКШСКОЙ ГУБЫ  
БЕЛОГО МОРЯ**

Рассматривается последовательность развития и особенности проявления разновозрастных пространственно сближенных региональных разломов. Показано, что зависимость между геологической значимостью разрывных нарушений и степенью их дешифрируемости на материалах аэрофотосъемки устанавливается не всегда. Поэтому все наиболее важные результаты интерпретации дистанционных материалов должны подтверждаться полевыми исследованиями.

Разрывные нарушения, располагающиеся в акватории Белого моря и на его северо-западном берегу, давно привлекают внимание исследователей длительностью и многоплановостью тектонических движений, разнообразием проявлений магматизма и полезных ископаемых.

Район сложен породами кандалакшского и колвицкого гранулитовых комплексов: гранатовыми и гранато-пироксеновыми амфиболитами, гранато-амфиболо-плагиоклазовыми и гранато-пироксено-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, включающими крупные расчлененные интрузии габбро-анортозитов (рис. 1).

Расшифровка особенностей строения и характера проявлений глубинных разломов этого района затруднена широким развитием рыхлых отложений, мощность которых особенно велика в зонах крупных разрывных нарушений. Детальным геологическим наблюдениям здесь доступна в основном сравнительно узкая прибрежная полоса, отпрепарированная морем. Недостатком фактического материала объясняется нечеткое положение важнейших разрывных нарушений на геологических картах и тектонических схемах.

До недавнего времени здесь были известны два глубинных разлома северо-западного простирания — Лапландский и Кандалакшский, ограничивающие Терско-Нотозерскую структурно-фациальную зону и оказавшие существенное влияние на ее развитие.

Лапландский разлом, протягивающийся вдоль северо-восточной границы этой зоны, с наибольшей детальностью исследовался [8] в районе губы Костариха. Максимальное развитие милонитизации и катаклаза было установлено в 20—25 км северо-восточнее морского побережья.

Кандалакшский глубинный разлом, ограничивающий Терско-Нотозерскую структурно-фациальную зону с юго-запада, изучен хуже. Его возникновение и развитие связаны скорее всего с заложением архейской Беломорской протогесинклинали. На геологических картах он был впервые показан А. П. Карпинским [4] как разлом, отделяющий материковую часть Кольского полуострова от грабена Белого моря (линия Карпинского).

Дешифрирование разномасштабных аэрофотоснимков этого района и анализ геолого-геофизических материалов с детальной полевой проверкой предварительных выводов позволили нам значительно уточнить представления о внутреннем строении зоны разлома и наметить основные этапы ее развития. Было установлено сложное гетерогенное строе-

ние зоны Кандалакшского разлома и выявлены неизвестные здесь ранее крупные разрывные нарушения. Полученные данные позволяют представить историю тектонического развития Северо-Западного Прибеломорья в следующем виде.

Первые достоверные сведения о проявлении Кандалакшского глубинного разлома относятся к архею<sup>1</sup>, когда в его осевой части сформировался Колвицкий габбро-анортозитовый массив. Массив представляет

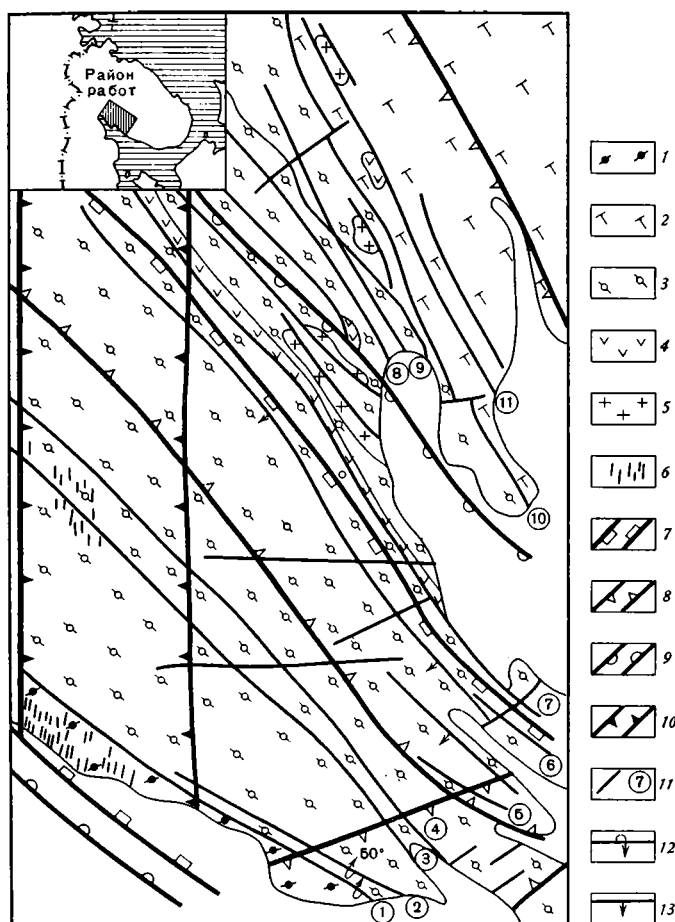


Рис. 1. Схема разрывных нарушений района Порьей губы

1 — амфиболиты; 2 — гранато-пироксено-плагиоклазовые кристаллические сланцы; 3 — габбро-анортозиты; 4 — пироксениты; 5 — микроклиновые метасоматиты; 6 — дайки щелочных лампрофиров; 7 — зона развития архейских взбросов; 8 — зона развития нижнепротерозойских разрывов; 9 — зона развития рифейских сбросов; 10 — зона повышенной проницаемости земной коры палеозойского возраста; 11 — наиболее крупные разрывы, цифрами в кружках обозначены: 1, 2, 4, 8, 11 — разрывы архейского возраста; 5, 6, 7, 9, 10 — разрывы нижнепротерозойского возраста; 3, 4 — разрывы рифейского возраста; 12 — взбросы; 13 — сбросы

собой пластинообразное тело мощностью около 3 км, вытянутое в северо-западном направлении более чем на 60 км. Его юго-восточное продолжение скрыто морем.

<sup>1</sup> Относительное время проявления разрывных нарушений и связанного с ними магматизма дано в соответствии с общей схемой стратиграфии докембрия, утвержденной МСК в феврале 1978 г. [1].

Во второстепенных разрывах, протягивающихся параллельно осевой части глубинного разлома, локализовались мелкие пластовые и дайкоподобные тела пироксенитов, оливиновых габбро-норитов и габбро-анортозитов. Наиболее крупные тела имеют протяженность свыше 10 км при мощности около 100 м.

Сведений о кинематике разлома мало, и они противоречивы. Судить о последовательности и направлении движений можно только по косвенным признакам.

Так, Е. В. Шарков [11] на основании изучения первичной магматической зональности габбро-анортозитов рассматривает разлом, вмещающий массив, как пологий взброс, приобретающий более крутое падение на глубине. Подобные представления согласуются с данными анализа общей геологической ситуации региона и особенностей пространственного размещения Беломорского друзитового комплекса, позволяющие отнести архейские разломы района к продольным взбросам с опущенными юго-западными крыльями.

В то же время на участке Резановых луд второстепенные разрывы этой группы сопровождаются параллельными им крутопадающими прямолинейными и более пологими неровными, слабоволнистыми трещинами. Реже встречаются пологие трещины скола и крутые трещины отрыва. Подобное расположение оперяющих трещин указывает на преимущественно сбросовой характер движений по основным разломам [7]. Возможно, сбросы возникли в последующую стадию тектонической активности, которая характеризовалась изменением знака движений и предшествовала внедрению массива габбро-анортозитов. Ширина зоны наиболее интенсивного проявления взбросов в районе Порьей губы составляет 8—10 км (см. рис. 1). Сравнительно небольшая ширина зоны архейского разлома объясняется незначительной мощностью земной коры, вследствие чего многие глубинные разломы того времени представляли собой типичные шовные зоны.

Эти разрывы были очень слабо подновлены новейшими и современными тектоническими движениями, поэтому, несмотря на уверенное выделение их при полевых наблюдениях, они почти не отмечаются на средне- и крупномасштабных аэрофотоснимках.

К нижнепротерозойским разломам относятся разноориентированные разрывные нарушения различных морфологических типов. Наиболее представительны разрывы северо-западного и северо-восточного простираний, реже встречаются широтные и близмеридиональные нарушения.

Выделяется несколько стадий формирования разломов одного и того же направления, разделенных периодами относительного покоя или движений по разломам других направлений. По-видимому, самими древними в этой группе являются разломы северо-западного простирания, вмещающие наиболее ранние посторогенные дайки габбро-диабазов, развитые в районе озер Плотичьих — устья р. Шушпанихи. По данным М. М. Ефимова [3], дайки залегают обычно не в основных разрывах, выраженных зонами дробления, а в оперяющих их трещинах отрыва или скальвания.

К следующей стадии нижнепротерозойской тектоно-магматической деятельности относится формирование субщелочных микроклиновых гранитов и метасоматитов, залегающих в виде сравнительно небольших грубо согласных с вмещающими породами линзовидных тел и пластовых жил.

Устанавливается следующая закономерность локализации субщелочных гранитов и метасоматитов: в юго-восточном направлении по мере удаления от Канозерского массива щелочных гранитов уменьшается количество линзовидных гранитных тел, но резко возрастает роль послонных метасоматитов. Наиболее широко метасоматиты развиты западнее реки Порья и губы Западная Порья в полосе северо-западного простирания

ния шириной 9—11 км, где они занимают не менее 30—40% площади участка. Далее к юго-западу, в пределах Колвицкого габбро-анортозитового массива, их количество быстро убывает.

Из литературы известно [6], что зоны щелочного метасоматоза часто располагаются в пределах краевых частей блоков, которые в нижнем протерозое превратились в протогеоантиклинальные поднятия. В большинстве случаев проявления щелочного метасоматоза приурочены к зонам разрывных нарушений, заложенных еще в период складчатости (архей — ранний протерозой), или к конседиментационным разломам, которые неоднократно подновлялись.

При повторных тектонических движениях по нижнепротерозойским разрывам северо-западного простирания метасоматиты служили своеобразной смазкой, облегчавшей скольжение двигающихся блоков. Об этом свидетельствуют многочисленные зеркала скольжения на уступах, сложенных метасоматитами, и почти полное отсутствие их на уступах в кристаллических сланцах.

В раннем протерозое резко возрастает значение горизонтальных движений, возникают сдвиги и взбросо-сдвиги. Некоторые из этих разломов имели дугообразную форму, отражавшую элемент вращения крупных блоков.

По-видимому, в результате вращательного взбросо-сдвига возникли своеобразные сфероидальные куполо- и чашеобразные структуры размером от 3—4 до 8—10 м в поперечнике, плавно переходящие одна в другую. Они установлены в зоне максимального развития субщелочных микроклиновых метасоматитов, где последние резко преобладают над вмещающими их кристаллическими сланцами.

Подобные структуры раньше в геологической литературе не рассматривались. Некоторое представление о них может дать краткое описание обнажения, расположенного в 2 км западнее устья р. Порья, где в уступе близширотного простирания наблюдается почти поперечный разрез чашеобразной синклинальной складки, четко фиксирующейся по изгибанию реликтового пласта черных гранато-пироксеновых кристаллических сланцев в зоне развития розовых метасоматитов. Ширина складки в сечении, близком к ее центральной части, около 4 м. Шарнир нижней части складки погружается на СВ 320° под углом 20°. Восточное крыло в 1,5 м от осевой поверхности падает под 55°, западное — под 60°.

В восточном крыле складки на поверхности продольного уступа, сложенного метасоматитами, видны протяженные тектонические борозды, наклоненные на СЗ 320° под углом 10°.

Цепь куполообразных складок прослежена на 1,5 км в направлении ЮВ 140° до берега губы Западная Порья, где в отпрепарированных морем береговых уступах хорошо видны небольшие (3—4 м в поперечнике) сфероидальные синклинальные и антиклинальные складки, плавно переходящие друг в друга. На современной эрозивной поверхности этих складок часто наблюдаются такие же сфероидальные зеркала скольжения, располагающиеся параллельно в 3—4 см одно от другого, что придает всей структуре чешуйчатый вид.

Общая ширина зоны наиболее интенсивного проявления нижнепротерозойских разрывов северо-западного простирания в районе губы Западная Порья составляет 10—11 км. Пространственное положение этой зоны здесь не совпадает с положением зоны архейских разрывов, а смещено к северо-востоку на расстояние до 10 км (см. рис. 1).

Прямолинейные сдвиги сравнительно небольшой амплитуды смещения встречаются на всех обследованных участках. В районе мыса Пентельского выделенным на аэрофотоснимках линейаментам соответствуют протяженные уступы с высокими обрывистыми стенками, на которых наблюдаются зеркала скольжения, ориентированные преимущественно



в широтном направлении с падением на север под  $75\text{--}80^\circ$ . Судя по сохранившимся тектоническим шрамам, движения происходили в горизонтальном или близком к нему направлении, причем северный блок двигался к западу. Таким образом, зафиксированные разрывы представляют собой диагональные к простиранию пород левые сдвиги.

С дальнейшим поднятием региона, по-видимому, связано формирование Умбинского массива порфиридных гранитов и сопровождавших его пегматитовых жил, в большом количестве наблюдаемых в районе Порьей губы. В большинстве случаев пегматитовые жилы не имеют четко выраженного определенного простирания. Иногда в пределах небольшого участка они ориентированы в разных направлениях. Например, на мысе Педунова секущая пегматитовая жила резко меняет свое направление почти под прямым углом, причем на продолжении прежнего простирания жилы во вмещающих породах не отмечается даже незначительной трещиноватости. Но наиболее крупные жилы ориентированы в северо-западном (губа Белозерская, мыс Пентельский), северо-восточном (мыс Педунова) и в близширотном направлении (губа Западная Порья).

К той же стадии тектоно-магматической деятельности относится формирование пегматитовых выделений необычной формы, выполняющих иногда конические разломы. Так, на участке мыса Пентельского падение конической пегматитовой жилы мощностью от 1,5 до 3,0 м направлено от центра структуры под углами  $50\text{--}70^\circ$ . Диаметр основания структуры на современном эрозионном срезе равен 30 м. Азимут простирания полосчатости амфиболитов в пределах конуса не изменяется, но они пересекаются сфероидальными трещинами, параллельными коническому разлому, выполненному пегматитовой жилой. Диаметр основания подобной конической структуры на берегу губы Ильинской составляет 60 м.

Наиболее интересные разрывы северо-восточного простирания закартированы на юго-восточном берегу губы Ильинской, мысе Педунова и на северо-западном берегу губы Западная Порья.

В скальных выходах на берегу губы Ильинской, вдоль всего Педунинского полуострова, встречаются разрывные нарушения с резко выраженными подворотами пластов горных пород на крыльях разрывов (рис. 2), достигающими в отдельных случаях 10 м и более. Обычно се-

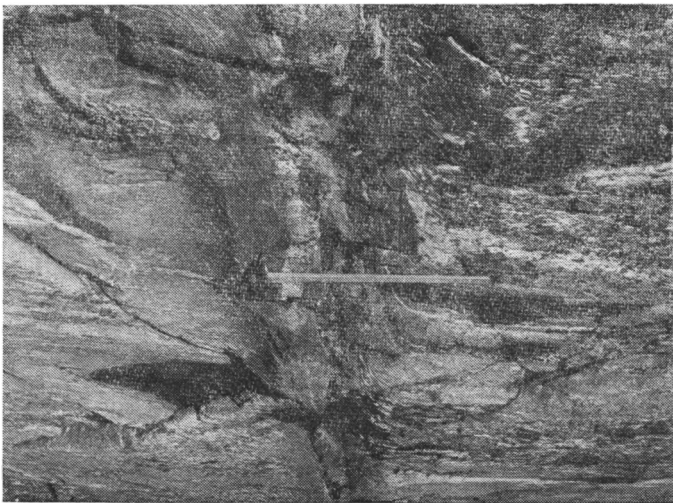


Рис. 2. Подвороты пластов горных пород на крыльях сдвига.  
Губа Ильинская

веро-западные блоки подвернуты к юго-западу, а юго-восточные — к северо-востоку, что позволяет идентифицировать эти разрывы как правые сдвиги. Азимут простирания сдвигов СВ от 15 до 75°, падение вертикальное или крутое юго-восточное. Особенностью подобных разрывных нарушений является постоянная приуроченность к ним метасоматических аплитов или существенно кальцитовых жил мощностью от 0,1 до 1,0 м. Несмотря на тонкое разлистование вмещающих пород в зоне разрыва, жильная масса почти не испытала динамометаморфических изменений. Приведенные здесь результаты наблюдений указывают на формирование этих разрывов как минимум в две стадии: сначала возник сдвиг, приведший к тонкому рассланцеванию пород, затем, когда условия сжатия сменились условиями растяжения, образовался раздвиг или, что менее вероятно, нормальный сброс, и в открытых полостях сформировались кварцево-карбонатные или аплитовые жилы.

На этом же участке в зоне шириной около 2 км отмечены весьма характерные разрывные нарушения предположительно раннепротерозойского времени также северо-восточного простирания, но резко отличающиеся от всех других разломов. Эти структуры представлены многочисленными разрывами с вертикальным падением сместителей. В подавляющем большинстве случаев видимое смещение юго-восточных блоков к северо-востоку составляет всего несколько сантиметров. Отсутствие в зонах разрывов четкого выраженных зеркал скольжения и тектонических шрамов на поверхностях сместителей, и подворотов пластов пород при падении их на северо-восток под углами 35—45° указывает на сбросовый характер движений с истинной амплитудой смещения юго-восточных блоков вверх также на 6—8 см.

Такие разрывы на некоторых участках повторяются через 1—3, чаще через 3—5 м (рис. 3). Несмотря на то что смещения по ним измеряются сантиметрами, общее перемещение блоков на участке длиной в 1 км может достигать нескольких десятков метров.



Рис. 3. Микросбросы. Губа Ильинская

На участке губы Западная Порья дайка пироксенитов мощностью около 80 м, залегающая в согласном архейском разломе северо-западного простирания, сечется пегматитовыми прожилками, ориентированными преимущественно в северо-восточном направлении. И пироксениты, и пегматиты в свою очередь по падению секутся рифейской (байкальской) продольной дайкой щелочного слюдяного лампрофира (уачи-

тата) мощностью 1 м. Контакты этой дайки с пироксенитами резкие слабеволнистые. Пироксениты в контакте с уацититами в значительной мере хлоритизированы и сильно трещиноваты. Преобладают ветвящиеся трещины северо-восточного простирания, которые в дайку уацититов не переходят.

По разлому восток-северо-восточного, близкого к широтному, простирания юго-восточная часть пироксенитовой дайки смещается к востоку на 30 м. Дайка же уацититов своей сплошности здесь не теряет, хотя и образует коленообразные изгибы длиной 1—3 м в оперяющих разрывах. Следовательно, формирование поперечного разлома произошло в промежуток времени между становлением даек пироксенитов и пегматитовых жил. Вид разлома без дополнительных данных о направлении истинного смещения и падения сместителя определить невозможно.

Сложность определения морфологии некоторых разрывных нарушений северо-восточного простирания можно показать на примере небольших разрывов на берегу губы Западная Порья. По этим разрывам, падающим к северо-западу под углами 60—70°, наблюдается смещение юго-восточных блоков к северо-востоку на несколько метров. Анализ расположения тектонических шрамов и заусенцев, ориентированных строго по падению зеркал скольжения, позволил установить, что, несмотря на кажущиеся смещения пластов горных пород в горизонталь-

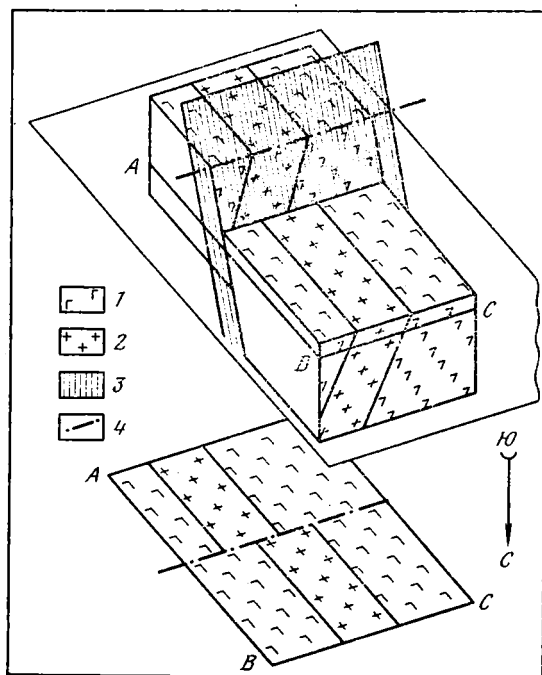


Рис. 4. Характер смещения блоков при вертикальных движениях по поперечным разломам. На современном эрозионном срезе опущенный блок смещен в сторону восстания пластов  
1 — кристаллические сланцы; 2 — метасоматические граниты; 3 — поверхность разрыва; 4 — линия разрыва; ABC — поверхность современного эрозионного среза

ном направлении, разрывы представляют собой нормальные сбросы. Резкое несоответствие видимого и истинного смещений объясняется совпадением простирания разлома с азимутом падения пластов горных пород. В этом случае положение сброшенной части пласта никогда не будет совпадать с положением той части, которая осталась на месте и приведена эрозией к тому же гипсометрическому уровню (рис. 4). Рассмотренный пример показывает, насколько ошибочным может быть определение морфологии разломов косвенными методами (по дешифрированию аэрофотоснимков или по геофизическим данным).

В рифейское время разломы оказывают всенарастающее влияние на тектоническое развитие земной коры, которое приобретает четко выра-

женный глыбовый характер. Основным типом развития становятся пояса глубинных разломов, оказывающиеся наиболее активными и пронизаемыми участками земной коры. В рифее возникает много структурных новообразований, в том числе и авлакогены. В связи с возросшим влиянием разломов поднимается роль всех видов жильных и эпитермальных месторождений, а также алмазоносных трубок взрыва [9].

В среднем рифее происходит формирование Кандалакшского грабена. Разломы, ограничивающие грабен с северо-востока, кулисообразно протягиваются на юго-восток к Турьему полуострову, мысу Корабль и далее, в район севернее г. Архангельска.

Эти сбросы, преимущественно нормальные, с опущенными юго-западными крыльями, обычно грубо согласны с простиранием слоистости вмещающих пород (СВ 290—330°), но резко секут ее по падению, круто падая на юго-запад, тогда как слои вмещающих пород устойчиво наклонены на северо-восток под 35—50°. Кулисообразное расположение сбросов придает ступенчатый характер всему северо-восточному борту Кандалакшского грабена.

Ширина зоны наиболее интенсивного проявления подобных разрывов в районе губы Западная Порья составляет 10—12 км, причем и ее пространственное положение не совпадает с положением ранее заложённых зон глубинных разломов. Она полностью охватывает нижнепротерозойскую и юго-западную часть нижнепротерозойской зон разрывных нарушений (см. рис. 1).

К сбросам часто приурочены дайки щелочных биотитовых лампрофиров (уачититов), сопровождавших рифтообразование. Эти дайки, протяженностью 200—400 м при мощности от 0,5 до 4 м, последующими горизонтальными тектоническими движениями по продольным архейским разломам северо-западного простирания были деформированы и разбиты на блоки неправильной формы.

В районе губы Белозерской склон возвышенности рассечен серией ступенчатых сбросов, простирающихся в направлении СВ 305° и падающих на юго-запад под 60—70°. Чередование обрывистых уступов и протягивающихся вдоль их подножий узких заболоченных депрессий сохраняется по всему склону. Величина истинного смещения блоков по этим разломам, как и по другим продольным разрывным нарушениям, устанавливается с большим трудом. В данном случае она ориентировочно составляет несколько десятков метров, тогда как в смежной Онежской впадине амплитуда вертикальных перемещений по рифейским сбросам достигает 1,5 км [5]. Вероятно, указанное значение характеризует суммарную величину перемещения блоков по нескольким сближенным разрывам.

В конце верхнего протерозоя (венд?) — начале палеозоя в разрывных нарушениях, оперяющих байкальские сбросы, формируются гидротермальные кварцевые, карбонатно-кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, иногда содержащие медное или свинцово-цинковое оруденение. Жилы спорадически встречаются как на Кольском, так и на Карельском берегах Кандалакшского залива, но скопления наиболее крупных жил установлены в районах губа Западная Порья — о. Медвежий и западнее пос. Умба.

Разрывы, вмещающие жилы, наиболее часто ориентированы в направлениях СВ 45° и СВ 75° с крутым падением к северо-востоку или юго-востоку.

Для определения характера движений в зоне Кандалакшского разлома в палеозое нами были изучены особенности локализации даек щелочных пород, группирующихся в несколько крупных кустов (роев).

Преобладающее простирание даек Порьегубского куста от 15 до 40°, наиболее часто встречается направление СВ 20—25°.

Отсутствие даек щелочных пород, ориентированных в северо-западном направлении, и резкое уменьшение мощности их отрезков в коленообразных изгибах, протягивающихся к северо-западу, свидетельствует о том, что это направление в палеозое было неблагоприятно для локализации даек.

Детальное изучение особенностей распределения даек Порьегубского куста и анализ пространственного положения Великоостровского, Щучьеозерского, Черноозерского кустов даек щелочных пород и Салмогорского массива центрального типа показали, что они приурочены к зоне разлома, протягивающегося в направлении  $0-5^{\circ}$ . Образование этого разлома, радиального по отношению к Хибинскому щелочному плутону, происходило в условиях резкого растяжения земной коры в направлении, почти перпендикулярном к простиранию Кандалакшского разлома, и сопровождалось интенсивной эксплозивной деятельностью [10].

Подобный же радиальный разлом северо-восточного простирания устанавливается в районе г. Кандалакша по скоплению даек щелочных лампрофиров. К северо-востоку, на участке станции Хабозеро, этот разлом прослеживается по массивам щелочных — ультраосновных пород, трубкам взрыва, зонам брекчирования и щелочного метасоматоза [2]. Юго-западнее Кандалакши, в районе озер Ковдозеро — Соколозеро, разлом четко фиксируется гравитационными ступенями различной интенсивности и слабыми линейными знакопеременными магнитными аномалиями, а также зонами неоднократного проявления катаклаза, калиевого, кварцевого и железорудного (гематит) метасоматоза.

Завершается палеозойский этап развития Кандалакшского разлома возобновлением движений по рифейским разрывам северо-западного простирания. Следы этих движений иногда устанавливаются по незначительному смещению частей разорванных щелочных даек палеозойского возраста. Преобладающая горизонтальная или близкая к ней ориентировка тектонических шрамов и борозд на зеркалах скольжения, падающих на юго-запад под  $60-70^{\circ}$ , и преимущественно смещение юго-западных блоков к юго-востоку позволяет классифицировать эти разрывы как левые сдвиги (в отличие от рифейских сбросов). Амплитуда горизонтального смещения по ним не превышает  $30-40$  см, суммарная же величина перемещений может достигать сотни метров.

Новейшие и современные движения в северо-западном Прибеломорье обусловлены неравномерностью сводового поднятия, при котором центральная часть Фенноскандии после освобождения от ледника поднимается быстрее ее периферических частей, что приводит к короблению Балтийского щита и перемещению блоков по ранее заложеным разломам и как следствие — к повышенной сейсмичности этого региона.

На побережье Белого моря наиболее четко новейшие и современные движения проявились преимущественно по рифейским сбросам. Именно этим обстоятельством объясняется их лучшая дешифрируемость на аэрофотоснимках.

Следы современных тектонических движений по подновленным древним разрывам хорошо видны на небольшом островке, расположенном при входе в губу Западная Порья. Здесь на высоте  $8-10$  м над уровнем моря наблюдается продольный по отношению к простиранию слоистости горных пород крутой уступ тектонического происхождения. Разрыв представляет собой сброс, по которому юго-западная часть островка опущена на  $2-3$  м. Поверхность разрыва не несет на себе следов абразии, тогда как северо-восточные береговые уступы сглажены морем. Это позволяет предполагать, что опускание произошло совсем недавно, после выхода островка из-под воздействия морских волн.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Зона Кандалакшского разлома представляет собой сочетание нескольких разновозрастных глубинных разломов, обладающих автономным внутренним строением, индивидуальной морфологией, характеризующихся различной глубиной заложения и пространственно не совпадающих друг с другом. Следовательно, «дислокационная память» горных пород не всегда является главным фактором, определяющим характер тектонических движений. Другими словами, унаследованность разрывных нарушений в данном случае не играет такой важной роли в развитии земной коры, как принято думать.

Возобновление тектонических движений по существующим разломам или заложение новых систем разрывных нарушений зависит в первую очередь от характера напряжений в земной коре и верхней мантии.

2. Зоны глубинных разломов следует рассматривать не только как крупные дизъюнктивы, но и как своеобразные структуры земной коры, имеющие значительную ширину и обладающие специфическим внутренним строением. Несмотря на очевидность данного положения, на многих геологических картах и тектонических схемах глубинные разломы до сих пор изображаются в виде отдельных линий.

3. Широко применяя дистанционные методы картирования разрывных нарушений, следует иметь в виду, что корреляционная зависимость между геологической значимостью разломов и степенью их дешифрируемости устанавливается не всегда. На аэрофото- и космоснимках могут быть четко выражены второстепенные разрывы, подновленные новейшими и современными движениями, и плохо дешифрироваться важнейшие разломы, не имеющие выражения в ландшафте. Из этого следует, что все наиболее важные результаты интерпретации дистанционных материалов должны обязательно подтверждаться наземными исследованиями.

4. Проведенные исследования позволили частично ответить на вопрос о месте, значимости и сопоставимости дешифрирования разномасштабных аэрофотоснимков, гравиметрии и магниторазведки при изучении разрывных нарушений.

В конкретном случае зона Кандалакшского разлома в районе Порьей губы объединяет три разновозрастные пространственно сближенные, но не совпадающие, зоны разломов глубокого заложения, которые отмечаются разными методами.

Так, архейский разлом, вмещающий мощный пластовый интрузив габбро-анортозитов, отображается в гравитационном поле. Зона раннепротерозойского разлома, фиксируемого щелочными микроклиновыми метасоматитами по породам основного состава, характеризуется обильным выделением свободного магнетита, в силу чего она отмечается локальными интенсивными положительными магнитными аномалиями при общем повышенном уровне поля. И наконец, рифейские разломы, подновленные новейшими и современными движениями, наиболее четко устанавливаются при дешифрировании высотных и среднемасштабных аэрофотоснимков.

#### Литература

1. Аксенов Е. М., Келлер Б. М., Соколов Б. С., Солонцов Л. С., Шульга П. Л. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 17—34.
2. Беляев К. Д., Увадьева Л. И. Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии.— Сов. геология, 1977, № 2, с. 67—76.
3. Ефимов М. М. О комплексе позднеорогенных габбро-диабазов зоны Порья Губа — Плотичь озера (юго-западная часть Кольского полуострова).— Матер. по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1972.
4. Карпинский А. П. Собр. соч. Т. 2. Изд-во АН СССР, 1939, 427 с.

5. *Константиновский А. А.* Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 33—45.
6. *Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. «Недра», 1972, 189 с.
7. *Кушнарев И. П.* Методы изучения разрывных нарушений. М.: Недра, 1977, 248 с.
8. *Прияткина Л. А.* Строение протерозойского разлома на Кольском полуострове.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5.
9. *Сикицын В. М.* Эволюция геологических процессов.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1965, № 18, вып. 8, с. 5—15.
10. *Увадьев Л. И.* Некоторые особенности палеозойских щелочных даек Порьей губы (Кольский полуостров).— В кн.: Роль литолого-стратиграфического, структурного и палеогеографического факторов в формировании месторождений полезных ископаемых на северо-западе РСФСР. Тр. геол. фонда РСФСР. М., 1978, с. 82—87.
11. *Шарков Е. В.* Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов (на примере массивов габбро-анортозитов Балтийского щита).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 71—81.

Северо-Западное территориальное геологическое  
управление, Ленинград

Поступила в редакцию  
24.III.1980

УДК 551.242.2(261.35)

СВИРИДОВ Н. И.

## НАРУШЕНИЯ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В результате работ методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в осадочном чехле Балтийского моря выявлено большое число разрывных и пликативных нарушений, которые объединяются в тектонические зоны, имеющие продолжение на суше. В процессе своего развития эти зоны испытали неоднократную активизацию во время каледонских, герцинских, альпийских и неотектонических движений. В северных, центральных и юго-восточных районах моря наиболее активными были зоны северо-восточной и субмеридиональной ориентировок, сыгравшие основную роль в формировании окраины Балтийского щита, Балтийской синеклизы, впадины современного Балтийского моря и ее береговой линии. В юго-западных районах, напротив, наибольшей активностью отличались зоны северо-западного и субширотного простираний; с их активизацией связано образование продольных структур Датско-Польского прогиба.

Рассмотрен вопрос о механизме образования локальных структур, о причинах затухания их амплитуды вверх по разрезу.

Балтийское море расположено в зоне сочленения крупных структур Восточно-Европейской платформы: Балтийского щита, Балтийской синеклизы и Датско-Польского прогиба. Большая ее часть находится в пределах синеклизы. По геолого-геофизическим данным, в осадочном чехле синеклизы намечено четыре структурных комплекса: вендско-нижекембрийский (байкальский), среднекембрийско-нижедевонский (каледонский), среднедевонско-каменноугольный (герцинский) и пермско-мезозойский (альпийский) [9]. В каледонском комплексе выявлен ряд разрывных нарушений, однако, ввиду малой информативности верхней части сейсмических разрезов (до 500 м), осложнённых помехами и кратными волнами, было не ясно, затухают ли нарушения в указанном комплексе или проникают в вышележащие отложения.

В результате последующих сейсмических работ методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) [8, 28, 36] в верхней части разреза (до 400 м) во всех структурных комплексах было выявлено большое число деформаций отражающих границ: разрывов с вертикальным смещением слоёв, зон смятия, антиклиналей, синклиналей, флексур и зон рассеяния сейсмических волн (рис. 1).

Разрывные деформации встречаются в районах неглубокого залегания фундамента, а пликативные — распространены всюду, но наиболее густая их сеть выявлена в южных районах; здесь же сосредоточена и основная часть зон рассеяния.

Сопоставление материалов НСП с другими геофизическими данными [1, 2, 5, 9, 12, 19, 33—36] показало, что значительное число деформаций, осложняющих герцинский и альпийский структурные комплексы, подтверждаются по нижним горизонтам осадочной толщи (рис. 2, в, г); многие из них лежат на продолжении тектонических зон суши. Преобладающее число деформаций контролируется горизонтальными градиентами и интенсивными аномалиями магнитного поля, зонами сочленения аномалий разной ориентировки и линиями их срезания, а наиболее высоко-



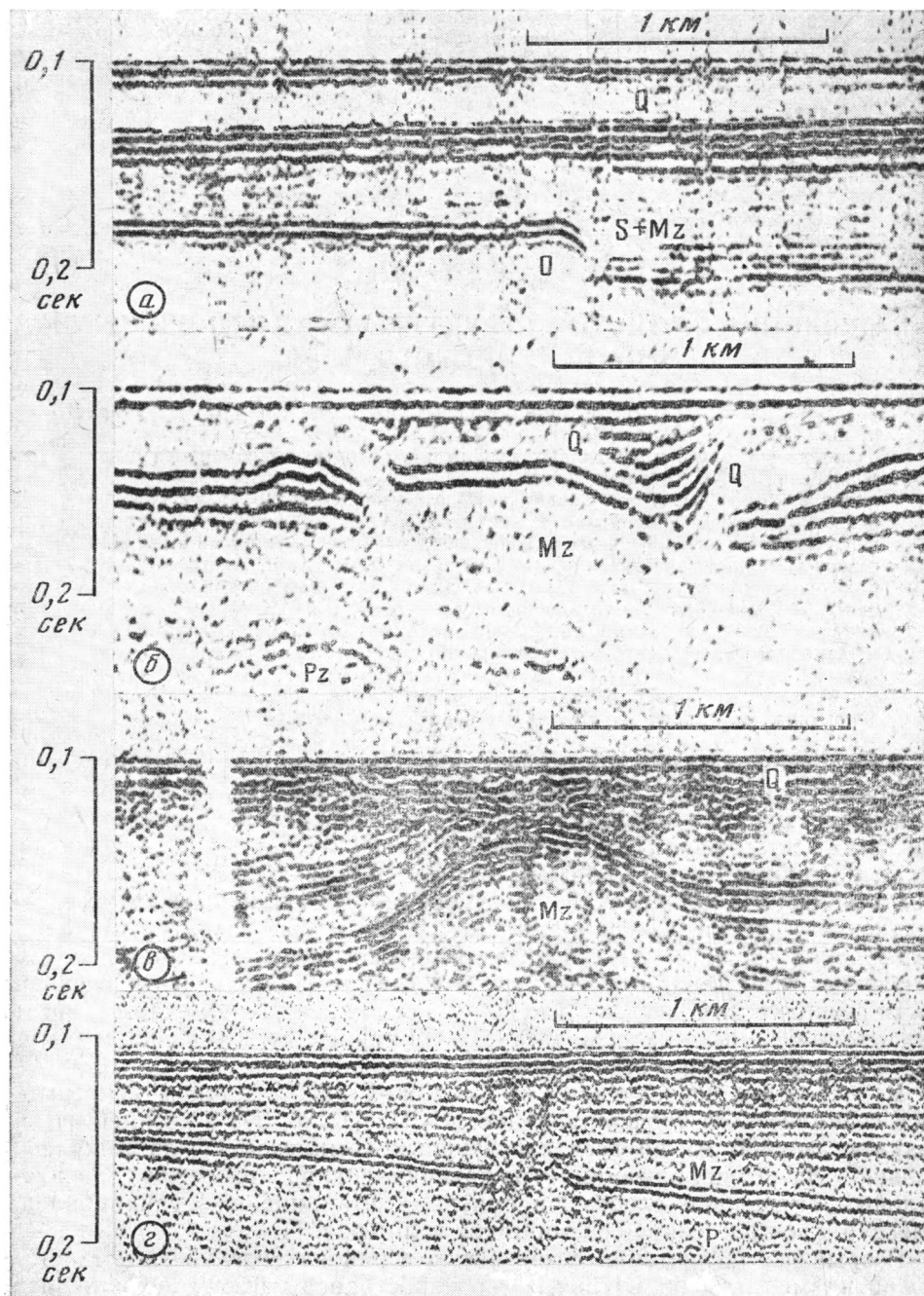


Рис. 1. Деформации отражающих границ в осадочном чехле Южной Балтики  
*а, б* — разрывные, *в* — пликативные, *г* — зоны рассеяния сейсмических волн; возраст отложений: Pz — палеозой, O — ордовик, S — силур, P — пермь, Mz — мезозой, Q — четвертичные

амплитудные из них — региональными «гравитационными ступенями» (рис. 2, *а, б*). В пределах суши указанные элементы геофизических полей увязываются с разломами фундамента [26, 29], проникающими как в каледонский [11, 25], так и в альпийский [38, 39] структурные комплексы. Из этого следует, что большая часть деформаций, осложняющих

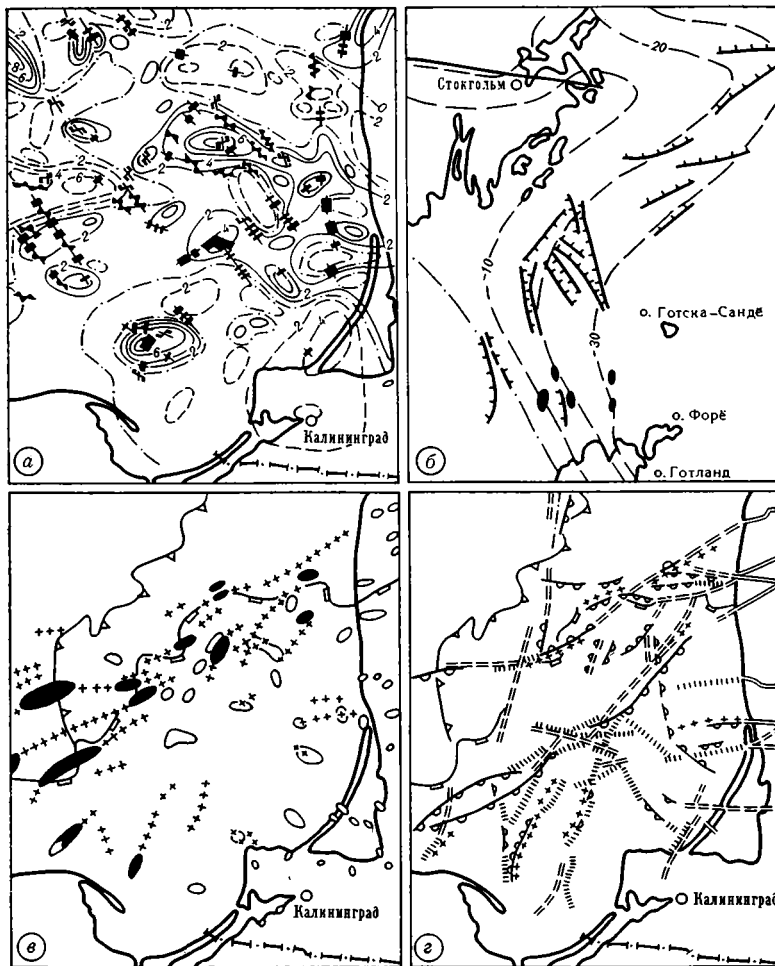


Рис. 2. Юго-восточные (а, в, г) и северо-западные (б) районы моря. Примеры сопоставления материалов НСП с другими геофизическими данными: а, б — с магнитометрическими [34] и гравиметрическими [33], в, г — с сейсмическими [2, 9]. Условные обозначения см. на рис. 3.

верхнюю часть разреза, является разрывными и пликативными нарушениями осадочного чехла, прямо или косвенно связанными с разломами фундамента. Лишь отдельные из них (в основном в мезозойских отложениях) могут быть структурами облекания погребённых эрозионных форм, рифовых и соляных массивов.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Как видно из рис. 3, в дочетвертичных отложениях Балтийского моря прослеживается сеть нарушений различного простирания. Среди них намечаются протяженные зоны, где нарушения сгущаются и ориентируются в определённом направлении. Рассмотрим некоторые из них, указанные на врезке.

**Тектонические зоны северо-восточной ориентировки.** Одна из них (Северо-Балтийская) намечается вдоль края Балтийского щита. В фундаменте здесь выделяются сбросы амплитудой десятки метров, выраженные в осадочном чехле в виде флексур, а иногда — сбросов.

Наиболее сложная зона (Лиепайско-Борнхольмская) прослеживается вдоль борта Балтийской синеклизы почти параллельно ее оси. Среди различных типов нарушений здесь доминируют флексуры и складки. Они выражены в каждом структурном комплексе, но наиболее контрастно — в каледонском, где их амплитуды достигают 100—120 м. В альпийском комплексе амплитуды нарушений возрастают к юго-западу от единиц до первых сотен метров.

В приосевой части синеклизы, в мезозойских отложениях, намечается Лиепайско-Левская система нарушений, где выявлено несколько региональных флексур и большое число зон дробления. Амплитуды нарушений возрастают в сторону польского побережья, где среди них появляются локальные поднятия.

Менее протяженные зоны прослеживаются в палеозойских отложениях между островами Сааремаа и Готланд. Амплитуды складок, флексур и локальных поднятий составляют здесь первые десятки метров.

Многие из рассмотренных тектонических зон продолжают на суше, где выражены в нижнем структурном комплексе в виде зон тектонической трещиноватости [31] или сбросов, амплитуда которых возрастает к юго-западу от сотен метров [32] до нескольких километров [14]. Вместе с разломами суши они образуют региональные системы нарушений длиной сотни километров.

Отмеченные зоны слабо выражены в структуре региональных геофизических полей, но отчетливо проявляются в их локальных составляющих в виде горизонтальных градиентов, цепочек локальных аномалий или линий срезания аномалий и изменения их простираний [34], которые нередко пересекают региональные аномалии. Это же характерно и для самих зон, секущих нарушения других направлений (см. рис. 3) и доплатформенные структуры фундамента, имеющие в Скандинавии и Прибалтике, в основном, северо-западное простирание [6, 13]. Поэтому указанные зоны могут быть наложены на древние структуры фундамента и, по сравнению с ними, являются молодыми.

Как показывает анализ схемы нарушений и других тектонических карт региона [2, 9, 11, 12, 24, 25, 30, 32], зоны северо-восточной ориентировки ярко выражены в отложениях всех структурных комплексов и в региональных формах рельефа фундамента, совпадая с его флексурами, валобразными поднятиями и прогибами. В пределах этих зон на участках различной протяженности выклиниваются отложения каждого структурного комплекса и прослеживаются градиенты мощностей; им же подчинено простирание изопахит структурных комплексов. Из этого следует, что указанные зоны формировались в течение всего фанерозоя и испытали неоднократную активизацию, оставившую следы в каждом структурном комплексе. Наличие в этих зонах докембрийских вулканогенно-осадочных образований [20, 36, 37] указывает на их активность в позднем протерозое. Высокой степени она достигла, видимо, во время каледонских и альпийских движений в связи с формированием Балтийской синеклизы и интенсивным прогибанием ее южной части. Судя по смещению изолиний магнитного поля вдоль нарушений северо-восточного простирания, их активизация сопровождалась горизонтальными движениями.

Рассмотренные зоны, вероятно, аналогичны зонам тектоно-магматической активизации Балтийского щита того же простирания, которые будущи разновозрастны с Норвежскими каледонидами и параллельны им, испытали активизацию в позднем протерозое, а затем во время каледонских и герцинских движений [13].

Тектонические зоны северо-восточного простирания отчетливо выражены в региональных формах рельефа дна и поверхности дочетвертичных пород. Вдоль них ориентируются уступы и валы, продольные оси и

склоны впадин; им же подчинено региональное простираение северного и южного побережий, локальных участков берегов, границ выклинивания рыхлых отложений и полей максимальной их мощности. Многие антиклинали в пределах зон совпадают с поднятиями дна и поверхности дочетвертичных пород, а также с участками, где отсутствуют рыхлые отложения и развита доплейстоценовая эрозионная сеть. Всё это свидетельствует о неотектонической активности указанных зон и подтверждается данными по суше. Так, в Скандинавии, на фоне общего воздымания Балтийского щита по серии сбросов северо-восточной ориентировки происходит опускание днища осевого грабена, сопровождающееся повышенной сейсмичностью [13, 23]. В Прибалтике на продолжении многих из этих зон отмечаются сгущения изобаз и повышенные градиенты скоростей современных движений земной коры, а также рост локальных структур [21].

Региональная северо-восточная ориентировка изобаз и линий скоростей современных движений земной коры [21, 23] позволяет предполагать, что на неотектоническую активизацию рассматриваемых зон существенное влияние оказало послеледниковое поднятие Балтийского щита и опускание впадины современного Балтийского моря. Наибольшего размаха они достигли в областях преимущественного поднятия (центральная часть щита) и опускания (приосевая часть впадины) земной коры, а также в пределах «шарнирных линий» (у края Балтийского щита).

**Субмеридиональные тектонические зоны.** Самой выразительной из них является Средне-Балтийская. Она прослеживается вдоль осевой части моря от Аландских островов (на севере) до Гданьской бухты (на юге), уходя в пределы Польши. В местах обнажения фундамента зона представлена разрывами, в каледонском и герцинском комплексах — флексурами, складками и локальными поднятиями, к которым в альпийском комплексе добавляются зоны дробления. Амплитуды нарушений уменьшаются к югу от десятков до единиц метров вслед за появлением в разрезе более молодых отложений.

Севернее и южнее о. Борнхольм намечается Польско-Шведская зона нарушений. В мезозойских отложениях она представлена флексурами, зонами дробления и сбросами; последние прослеживаются и на суше. На территории Швеции они образуют меридиональную систему нарушений, связанную с зоной расланцевания, которая разделяет готские и доготские массивы [17] и сопровождается горизонтальными градиентами геофизических полей [33].

Восточнее о. Эланд в каледонском комплексе выявлена региональная флексура, которая трассируется цепью локальных магнитных максимумов и, судя по их простираению, продолжаются до Стокгольма. Зоны дробления и флексуры, выраженные во всех структурных комплексах, прослеживаются также западнее и восточнее Средне-Балтийской системы нарушений; некоторые из них находят продолжение на суше.

Меридиональные тектонические зоны слабо проявляются в региональном гравитационном поле, нередко рассекая его изолинии, и лишь на отдельных участках совпадают с простираением последних. Более отчетливо они выражены в локальных составляющих магнитного поля. Многие из них ориентированы вдоль доплатформенных структур фундамента [13]. Из этого следует, что часть меридиональных зон, видимо, имеет древний возраст, хотя многие из них могут быть молодыми или омоложенными. Пространственное совпадение Средне-Балтийской зоны с одноимённым «рвом», намеченным по геофизическим данным [2, 19] и заполненным докембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями, обнажающимися в районе Аландских островов [40], подчёркивает докембрийское время заложения этих зон. На это же указывают и данные по суше, где некоторые субмеридиональные зоны совпадают с регио-

нальными «гравитационными степенями», отражающими доплатформенную структуру фундамента [29, 30, 33].

Субмеридиональные нарушения отражены в рельефе фундамента и часто совпадают с его флексурами, склонами впадин и поднятий. Они контрастно проявляются в верхней части литологического разреза, прослеживаясь на коротких отрезках, и в каждом структурном комплексе оставили следы своей тектонической активности в виде цепи локальных поднятий, вытянутой вдоль Средне-Балтийской зоны или в зоне меридионального простираания изопахит, градиентов мощности, изогипс маркирующих горизонтов и границ выклинивания структурных комплексов [2, 9, 11, 25].

Наличие в меловых отложениях валлообразных поднятий, осложняющих южную часть Средне-Балтийской зоны и известных на суше [15], отсутствие здесь палеоген-неогеновых отложений и широкое развитие доплейстоценовых врезов [27], свидетельствует о воздымании этой части зоны в конце альпийского цикла, продолжавшееся и во время неотектонических движений. Признаком неотектонической активности меридиональных зон является яркая их выраженность в рельефе дна и поверхности дочетвертичных пород. Вдоль них вытянуты многие уступы, продольные оси впадин и поднятий и их склоны, эрозионные долины. С ними совпадают по простираанию восточное и западное побережья, отрезки береговой линии островов, заливов и проливов, а также границ выклинивания рыхлых отложений. В Швеции и Финляндии на продолжении рассматриваемых, а также и других меридиональных зон прослеживаются неотектонические разрывные нарушения [23], а в Прибалтике — флексуры и локальные поднятия [16, 21]; значительное число изобаз сохраняют здесь субмеридиональную ориентировку.

Неотектоническая активизация меридиональных зон, вероятно, связана с оживлением древних разломов у края Балтийского щита и в пределах Средне-Балтийского «рва». Она сопровождалась не только вертикальными, но и горизонтальными движениями, о чём свидетельствует смещение нарушений другой ориентировки вдоль субмеридиональных зон. Активизация могла усилиться во время альпийских движений в связи с интенсивным погружением южной приосевой части синеклизы и привести к образованию дополнительных нарушений. Причиной этого и является, видимо, возрастание к юго-западу (в сторону осевой части синеклизы) общего числа меридиональных разломов на суше и их роли в формировании локальных структур [11, 15].

**Тектонические зоны северо-западной ориентировки.** Наиболее ярко выраженная из них (Южно-Борнхольмская) прослеживается в мезозойских отложениях Датско-Польского прогиба. Она состоит из региональных флексур, валлообразных поднятий, складок и зон дробления. Амплитуды нарушений составляют 20—100 м. Нарушения продолжаются на территорию Скании и Польши, где осложняют продольные структуры Датско-Польского прогиба. Так, флексура, прослеженная южнее о. Борнхольм, лежит на продолжении глубинного разлома — «линии Тейссера — Торнквиста», а отделяющаяся от неё к югу ветвь валлообразных поднятий — на продолжении Средне-Польского антиклинория [14, 38].

В районе о. Борнхольм, где обнажаются додевонские отложения [37], выделяется одноимённая тектоническая зона, в пределах которой намечен ряд флексур (иногда сбросов), локальных поднятий, участков дробления и смятия пород, продолжающихся на суше в виде разрывных нарушений [37, 39]. Склоны Борнхольмского поднятия осложнены флексурами и складками, опрокинутыми к его своду. Их амплитуды на северо-восточном склоне составляют 20—100 м, а на юго-западном — возрастают до 200 м.

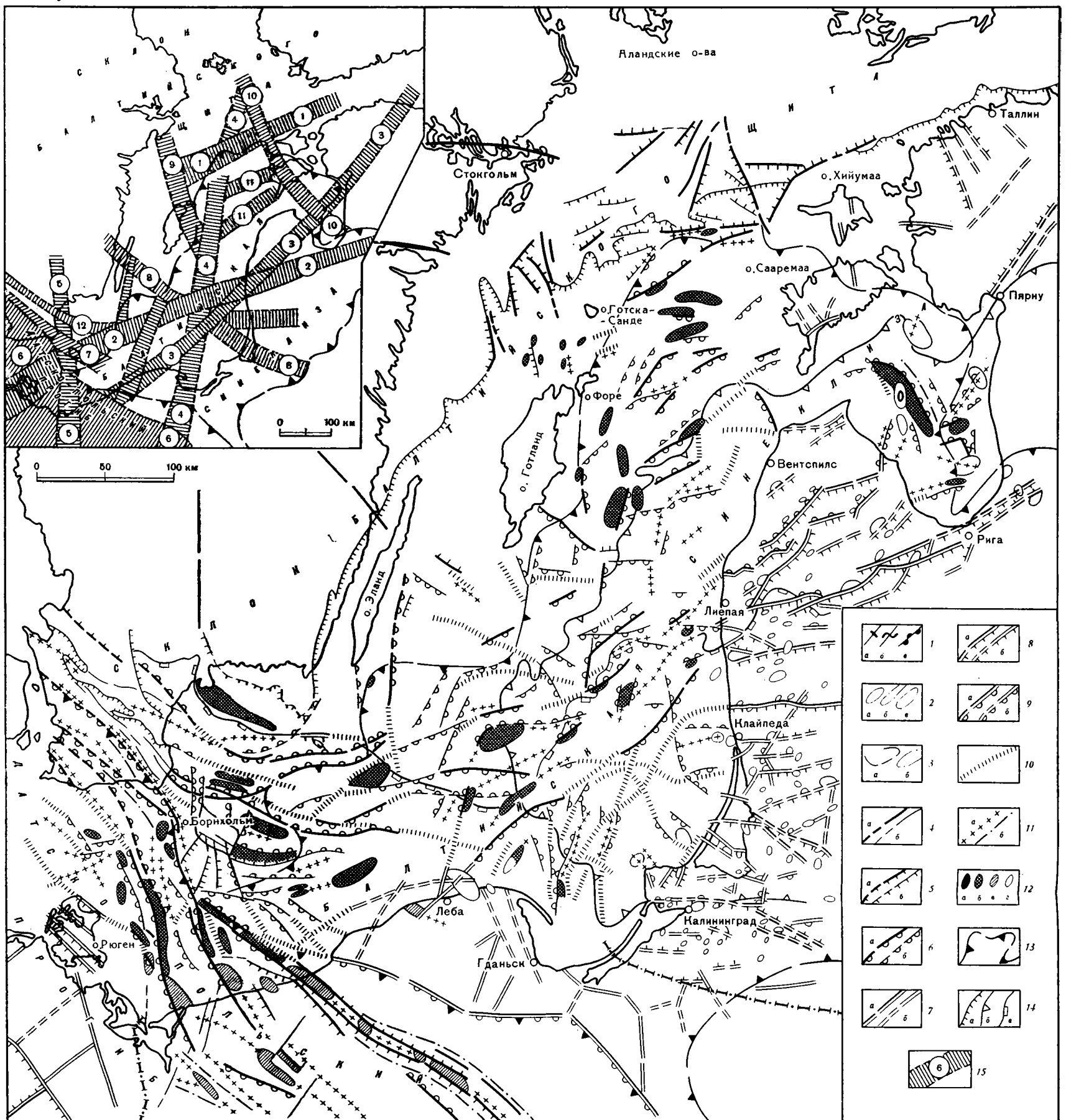


Рис. 3. Схема нарушений слоистой структуры осадочного чехла Балтийского региона. Составлена по материалам НСП с привлечением других геолого-геофизических данных [2, 7, 9—11, 25, 33, 35, 37—39]

1 — участки профилей НСП, где выявлены деформации отражающих границ: а — зоны рассеяния сейсмических волн, б — флексуры, в — складки; 2 — изодинамы Z-составляющей магнитного поля (через 200 гамм): а — положительные, б — нулевые, в — отрицательные; 3 — изолинии гравитационного поля (через 10 мгл), редукция Буге: а — отрицательные, б — нулевые; 4—9 — нарушения (а — ярко выраженные, б — слабо выраженные), 4—6 — прослеживающиеся во всех структурных комплексах, 7—9 — осложняющие только каледонский комплекс, в том числе 4, 5 и 7, 8 — разрывные с неустановленными (4, 7) и установленными (5, 8) элементами смещения, б и 9 — флексуры; 10 — зоны рассеяния сейсмических волн, интерпретируемые как участки дробления пород; 11 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 12 — локальные поднятия, выявленные: а — методом НСП в различных структурных комплексах, б, в — другими сейсмическими методами в альпийском (б) и каледонском (в) комплексах; 13 — границы распространения региональных структур; 14 — границы распространения каледонского (а), герцинского (б) и альпийского (в) структурных комплексов; 15 — тектонические зоны Балтийского региона (на врезке), намеченные по данным НСП и другим геолого-геофизическим материалам: 1 — Северо-Балтийская, 2 — Лиепайско-Борнхольмская, 3 — Лиепайско-Лебская, 4 — Средне-Балтийская, 5 — Польско-Шведская, 6 — Южно-Борнхольмская, 7 — Борнхольмская, 8 — Куршско-Эландская, 9 — Северо-Готландская, 10 — Рижско-Аландская, 11 — Сааре-маа-Готландские, 12 — Северо-Борнхольмская.

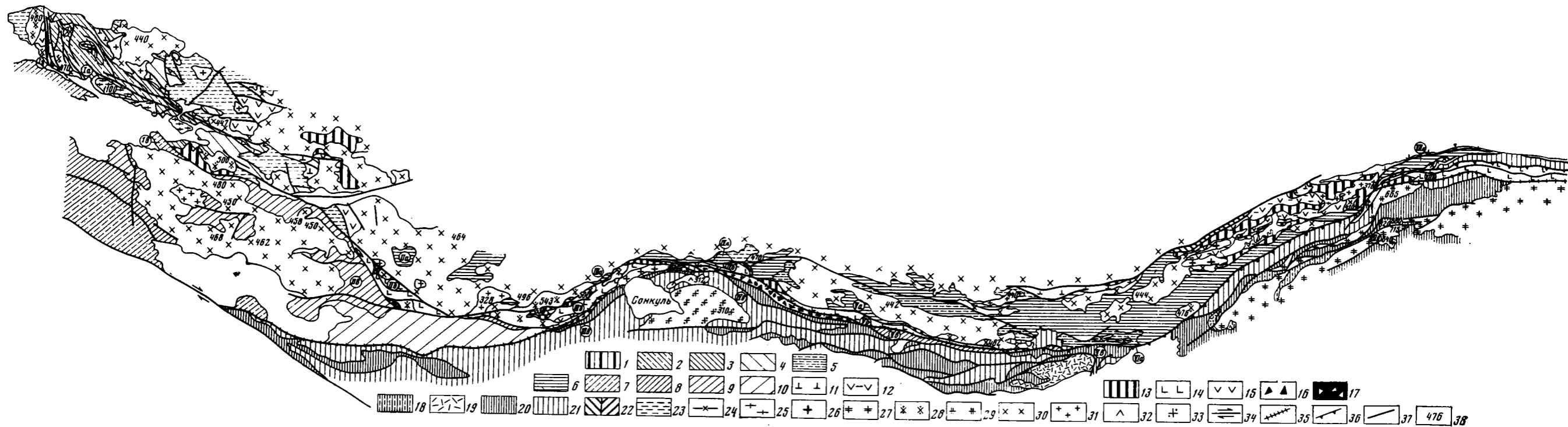


Рис. 1. Тектоническая схема зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня

I — Северный Тянь-Шань. Макбальский блок: 1 — эцлогитовая формация (метаморфизованный меланократовый фундамент); 2 — формация амфиболитов, гранато-сланцев, мраморов (киргизская серия); 3 — сланцево-известняковая формация (кенкольская серия); 4 — терригенно-карбонатно-сланцевая формация (учкошской серия), Бурханская зона: 5 — формация амфиболитов, слюдяных сланцев и мраморов (сарыторская свита); 6 — контрастная вулканогенная (эккургенкольская и бельчийская свиты) и сланцево-карбонатная (сарыбулакская и ашуайрыкская свиты) формации. Таласо-Каратауская зона: 7 — терригенно-сланцево-карбонатная формация (каракульджинская и узунахматская свиты); 8 — сланцево-карбонатная формация (карагоинская и малокаройская серии); 9 — карбонатная (бешташская свита) и терригенно-туфовая (джайсанская свита) формации; 10 — красноцветная наземная формация позднего палеозоя. Терскейско-Кенкольская зона: 11 — спилит-диабазовая формация (тургеняк-суйская, терскейская свиты); 12 — вулканогенно-сланцевая формация.

II — зона сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня. 13 — гипербазит-габбровый комплекс (меланократовый фундамент); 14 — диабазово-кремнистая формация (ириторская, терекская, бельтепшинская, аштурукская свиты); 15 — андезитовая и андезито-базальтовая формации (чолой-

ская и кара-арчинская свиты); 16 — олистостромовая формация; 17 — формация серпентинитового меланжа.

III — Средний Тянь-Шань. 18 — формация амфиболитов, мраморов (свита Куйлю); 19 — наземная липаритовая формация (свита Большого Нарына); 20 — терригенно-карбонатно-сланцевая формация (свиты: джетымтау, джакболот, шорторская); 21 — терригенно-карбонатная (тюлькубашская свита и отложения фамена — карбона); 22 — офиолитовая ассоциация, преобразованная в серпентинит-хлоритовые сланцы (а) и амфибол-биотитовые, карбонатные породы (б); 23 — вулканогенно-терригенная формация наложенных прогибов.

IV — интрузивные комплексы. 24 — гнейсово-плагногранитные ( $R_1$ ), 25 — калишпатизированные плагнограниты ( $R_2$ ); 26 — тоналиты, кварцевые диориты ( $R_3$ ); 27 — плагнограниты, граниты ( $R_3$ ); 28 — гранодиориты ( $R_3-V$ ); 29 — гранодиориты, граниты ( $V-E$ ); 30 — гранодиориты, граниты ( $O_3$ ); 31 — калиевые граниты (S); 32 — диориты, сиенито-диориты, габбро-сиениты ( $Pz_3$ ); 33 — гранодиориты ( $Pz_3$ ); 34 — Ферганский сдвиг; разломы, ограничивающие зону сочленения: 35 — со Средним, 36 — с Северным Тянь-Шанем; 37 — прочие разрывы; 38 — цифры радиологического возраста. Цифры в кружках — местоположение разрезов на рис. 2

Куршско-Эландская тектоническая зона в виде непротяженных нарушений намечается во всех структурных комплексах. Более контрастно нарушения выражены в каледонском комплексе; среди них присутствуют сбросы. В альпийском комплексе они проявляются слабо и чаще представлены зонами дробления. Амплитуды нарушений уменьшаются к юго-востоку от десятков до единиц метров.

Северо-Готландская зона нарушений представлена сбросами, достигающими амплитуды 100—400 м в районе жёлоба Ландсорт, где обнажаются кристаллические породы. Отсюда они прослеживаются до о. Готланд [36], однако в осадочном чехле почти не выражены.

В пределах Рижско-Аландской системы нарушений в фундаменте также прослеживаются сбросы амплитудой десятки метров, а в каледонском и герцинском комплексах — флексуры, складки и зоны дробления; последние развиты на о. Сааремаа [31]. Отдельные флексуры амплитудой 20—30 м выявлены севернее Вентспилса и юго-восточнее о. Готланд.

Почти все зоны северо-западной ориентировки отчётливо выражены в структуре региональных геофизических полей и контролируются «гравитационными ступенями», горизонтальными градиентами магнитного поля и зонами сочленения аномалий разной ориентировки. Некоторые из них тяготеют к максимумам или минимумам геофизических полей. Зоны сохраняют простирающие доплатформенные структуры фундамента [6, 13]; во многих из них присутствуют докембрийские вулканогенные и осадочные образования [14, 36, 37]. Всё это указывает на докембрийский и, видимо, очень древний их возраст. Они могут быть древнее зон северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, так как во многих местах пересекаются последними. Нарушения северо-западной ориентировки выражены в рельефе фундамента, вытягиваясь вдоль склонов впадин и выступов. Вдоль указанных зон прослеживаются градиенты мощностей (в каждом структурном комплексе), а также смещаются границы распространения герцинского и альпийского структурных комплексов (см. рис. 3); на отдельных отрезках им подчинено простирающие изопахит и изогипс маркирующих горизонтов в девонских отложениях [2, 9, 30]. Все это указывает на активизацию отмеченных зон в платформенную стадию развития региона.

На склоне щита и в пределах синеклизы, где рассматриваемые зоны прослеживаются прерывисто и контрастно, выражены лишь в районах неглубокого залегания фундамента, они были менее активны по сравнению с зонами северо-восточной и меридиональной ориентировки и участвовали, видимо, в формировании структур более высокого порядка. В Датско-Польском прогибе, напротив, они прослеживаются на многие сотни километров и ярко выражены во всём разрезе осадочной толщи. Здесь тектонические движения вдоль разломов северо-западной ориентировки были унаследованными на протяжении почти всего фанерозоя и в конце каждого цикла сопровождалась интенсивными разрывными и складчатыми деформациями [14]. Они сыграли главную роль в формировании продольных структур прогиба.

На неотектоническую активность рассматриваемых зон указывает выраженность их в рельефе дна и поверхности дочетвертичных пород. В ряде районов им подчинено простирающие береговой линии, локальных её изгибов и смещений (на о. Эланд), границ выклинивания рыхлых отложений. На территории Швеции на продолжении многих из этих зон прослеживаются неотектонические разрывные нарушения и эпицентры землетрясений [23], а в районе Прибалтики — локальные неотектонические поднятия [7]. На унаследованный рост отдельных поднятий Борнхольмской и Южно-Борнхольмской тектонических зон указывает их связь с поднятиями фундамента и поверхности дочетвертичных пород [28], а также с участками размыва рыхлых отложений. Это же подтверждается и уменьшением мощности миоценовых отложений на своде



Средне-Польского антиклинория [24], а также совпадением свода антиклинория с областью современных поднятий, а его крыльев — с областью опусканий земной коры [23].

В Скандинавии, где фундамент обнажён, северо-западная ориентировка неотектонических нарушений является преобладающей [23]. С погружением фундамента под осадочный чехол (в пределах моря) их число резко сокращается. По сравнению с нарушениями северо-восточной и субмеридиональной ориентировки они оставили более слабые следы в осадочном чехле, в рельефе дна и поверхности дочетвертичных пород, в изгибах береговой линии. Поэтому неотектоническая их активность проявлялась, видимо, с некоторым запаздыванием.

**Субширотные тектонические зоны** встречаются реже и сосредоточены в основном в южных районах. Здесь наиболее отчётливо вырисовывается Северо-Борнхольмская зона, прослеживающаяся у края шита в полосе выклинивания мезозойских отложений. В структуре последних она выражена серией складок и флексур амплитудой 10—40 м; в нижнепалеозойских отложениях здесь выявлены сбросы (см. рис. 1а) и зоны дробления. На востоке вся система нарушений обрезается зоной дробления; в месте их пересечения появляются разрывы в четвертичных отложениях (см. рис. 1, б).

Две системы нарушений, лежащие на продолжении разломов суши, выявлены на широте Клайпеды и Лиепай. Они представлены флексурами, складками и зонами дробления; последние характерны для альпийского комплекса. Наибольшие амплитуды (20—50 м) и контрастность нарушений отмечаются в каледонском комплексе, а в герцинском и альпийском амплитуды уменьшаются до 15—5 м.

Отдельные субширотные нарушения встречаются в северных и юго-западных районах, юго-восточнее о. Готланд и в Рижском заливе. В фундаменте, а иногда и в каледонском комплексе они выражены сбросами амплитудой десятки метров, а в более молодых комплексах — малоамплитудными флексурами и складками. Лишь в юго-западных районах широтные нарушения контрастно выражены и в альпийском комплексе, где их амплитуды достигают многих десятков метров.

Почти всюду субширотные нарушения контролируются горизонтальными градиентами магнитного поля. В гравитационном поле они выражены хуже, часто секут изолинии этого поля и только в некоторых местах сохраняют их простираие. Лишь в пределах суши многие субширотные разломы (в районе Стокгольма, в районе Лиепай и севернее, а также южнее Гданьска) сопровождаются интенсивными гравитационными ступенями [20, 30, 33]. Учитывая это, а также субширотную ориентировку доплатформенных структур в отдельных районах Скандинавии [13, 17], следует предполагать, что субширотные зоны, видимо, связаны с древними разломами фундамента, омоложенными на более поздних стадиях развития.

Признаком активизации тектонических зон субширотной ориентировки является не только выраженность их в каждом структурном комплексе. В разной степени она запечатлена в широтном простираии изогипс маркирующих горизонтов, изопахит и границ выклинивания комплексов [9, 11, 20], в совпадении широтных нарушений с градиентами мощностей в отдельных комплексах [2, 30], в сгущении нарушений вдоль зон наибольшей мощности герцинского комплекса (на широте Клайпеды и Лиепай). Субширотные зоны выражены в рельефе фундамента, концентрируясь в пределах прогибов и региональных флексур, что также указывает на их активизацию, так как рельеф фундамента является результатом тектонических движений.

На неотектоническую активность субширотных зон указывает наличие в их пределах эпицентров землетрясений [13], разрывов в четвертичной толще, выраженность их в региональных и локальных формах релье-

фа дна и поверхности дочетвертичных пород, широтная ориентировка отрезков береговой линии (в северных и южных районах) и границ выклинивания рыхлых отложений. На суше, на продолжении многих широтных зон, отмечены новейшие знакопеременные движения, прослеживаются неотектонические разрывные нарушения в фундаменте [23], а в осадочном чехле — флексуры и локальные структуры [16, 21].

Субширотные зоны отличались наибольшей тектонической активностью, видимо, в северных и южных районах (у края Балтийского щита, в южной части Балтийской синеклизы и в Датско-Польском прогибе), где они наиболее ярко выражены в осадочном чехле, а также в региональных формах рельефа дна, фундамента и поверхности дочетвертичных пород и могли участвовать в формировании региональных структур. В северных районах их активизация могла усилиться в связи с ускорившимся послеледниковым поднятием Балтийского щита, а в южных — в связи с интенсивными инверсионными движениями во время герцинского и альпийского циклов, в результате которых сформировались соответствующие структурные комплексы мощностью в тысячи метров, разделённые продолжительными региональными перерывами.

Предположение о более древнем возрасте тектонических зон северо-западной и широтной ориентировок, вытекающее из анализа схемы нарушений и других геофизических данных, подтверждается исследованиями на суше [3, 4]. В Прибалтике зоны широтной и северо-западной ориентировок считаются архейскими с глубиной заложения 10—20 км. Из них зоны северо-западной ориентировки претерпели омоложение в связи с регенерацией архейских пород во второй половине раннего протерозоя.

Зоны северо-восточной и субмеридиональной ориентировок имеют здесь раннепротерозойский возраст и глубину заложения 4—10 км; лишь у некоторых меридиональных зон последняя превышает 20 км.

#### ЛОКАЛЬНЫЕ ПОДНЯТИЯ

Как видно из рис. 3, в осадочном чехле Балтийского моря выявлено большое число локальных поднятий, преобладающая часть которых представлена валами, приуроченными к крыльям региональных флексур; валы характерны для юго-западных районов моря. Некоторые поднятия изометричны и тяготеют к сводам брахантиклиналей. Размеры структур составляют  $2 \times 5$ — $8 \times 20$  км, амплитуды—10—150 м. Большинство поднятий имеет асимметричный поперечный профиль, своды некоторых из них осложнены сбросами (см. рис. 1, в). Такие же геометрические параметры имеют локальные структуры и в пределах суши [7].

Поднятия присутствуют в каждом структурном комплексе, однако выражены по-разному. Наибольших амплитуд и контрастности они достигают в двух нижних комплексах; такая же закономерность отмечается и на суше [7]. В пределах каждого комплекса амплитуды поднятий нарастают к югу в сторону регионального погружения фундамента, превышая 100 м в Датско-Польском прогибе и в соседней части синеклизы.

Сопоставление схемы нарушений (см. рис. 3) со схемами рельефа фундамента [1, 9, 12], поверхности дочетвертичных пород [27], а также с сейсмическими данными [2, 35] показывает, что значительное число локальных поднятий подтверждается по нижним горизонтам осадочной толщи (см. рис. 2, в), хотя морфологически выражены по-иному. Так, структуре Лиепая-море амплитудой свыше 400 м, выявленной в каледонском комплексе, в герцинском и альпийском комплексах соответствует несколько малоамплитудных (10—20 м) поднятий.

Локальные поднятия приурочены в основном к тектоническим зонам и главным образом к участкам их пересечения (см. рис. 3). Преобладающее их число совпадает с выступами, флексурами и валообразными поднятиями фундамента. То же самое наблюдается и на суше, где мак-

симальное число локальных поднятий тяготеет к региональным валам, расположенным в пределах тектонических зон [11, 26, 29, 38].

Большинство локальных структур совпадает с поднятиями поверхности дочетвертичных пород, с бортами впадин, находится в области выклинивания или отсутствия рыхлых отложений. На большей части поднятий берут начало древние эрозионные долины или огибают их. Все это указывает на неотектонический рост локальных поднятий и подтверждается данными по суше. Здесь неотектонические поднятия амплитудой в единицы метров выявлены в областях развития всех структурных комплексов и нередко приурочены к тектоническим зонам, в пределах которых наблюдаются градиенты скорости современных движений земной коры; значительное их число связано с локальными поднятиями и флексурами фундамента амплитудой в десятки и сотни метров; многие из них подтверждены бурением [7, 16, 21].

Приуроченность доминирующей части локальных структур к тектоническим зонам, выраженность их во всех структурных комплексах, в рельефе фундамента и поверхности дочетвертичных пород свидетельствует о преемственности (унаследованности) их развития, несмотря на региональные поверхности размыва, разделяющие структурные комплексы. Это же указывает на ведущую роль тектонического фактора в формировании большей части локальных структур. Тем самым подтверждаются выводы А. Ш. Файтельсона (1965) о концентрации локальных структур вдоль шовных зон и в узлах их пересечения, где происходит максимальное дробление фундамента и формирование его мелкоблоковой структуры.

Учитывая вышесказанное, а также многофазность и однонаправленность локальных структур [7, 22], следует предположить наличие локального механизма передачи движений, периодически действующего в течение всего фанерозоя независимо от участия структуры в региональных движениях. Таким механизмом, по мнению некоторых исследователей [22], являются микроблоки, образование которых относится к доплатформенной стадии развития.

Данные НСП показывают, что, наряду с указанными, в альпийском структурном комплексе могут присутствовать и локальные поднятия, являющиеся структурами облекания рифов, соляных массивов и погребённых эрозионных форм. Большая часть из них находится, вероятно, в юго-западных районах моря, где на значительной площади альпийский комплекс залегает на каледонском и где в отложениях каледонского комплекса присутствуют рифовые массивы, а в отложениях альпийского — региональные валы. Последние аналогичны валам, возникшим в мезозойских отложениях Польско-Германской низменности в результате проявления соляной тектоники [14, 20, 28].

### ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ

Понятие о блоковой структуре фундамента позволяет объяснить асимметрию валообразных поднятий и многих локальных структур; унаследованность, многофазность и однонаправленность развития последних; связь максимальных приращений этих структур с региональным поднятием территории.

При региональном воздымании территории, возможно, вызванном напором глубинного вещества, максимальный приток последнего следует ожидать в зонах наибольшей проницаемости земной коры, т. е. на стыках подвижных блоков фундамента. Воздымание сопровождается растяжением и дополнительным дроблением фундамента в пределах тектонических зон и (что самое важное!) высвобождением ранее зажатых микроблоков, которые будут участвовать как в региональных, так и в локальных движениях. Меньшие по размерам блоки как более лег-

кие будут подняты выше, образуя уступ. На максимальную высоту поднимутся самые лёгкие из них, т. е. микроблоки, и в пределах тектонической зоны возникнет асимметричное валообразное поднятие, осложнённое локальными формами. Подобные формы могут возникать и в осадочном чехле. С инверсией движений поверхность фундамента сжимается, микроблоки в пределах тектонической зоны постепенно заклиниваются и участвуют только в региональных движениях. Поверхности размыва, образовавшиеся при воздымании территории, перекроются более молодыми ненарушенными отложениями. В них при очередном поднятии региона теми же блоками могут выдавливаются локальные структуры, которые в нижних структурных комплексах получают дополнительные приращения амплитуды. Такой механизм не исключает и конседиментационного развития структур.

Дискуссионным является вопрос о причинах затухания амплитуд нарушений и локальных структур вверх по разрезу. Некоторые авторы [9, 11] связывают это с ослаблением интенсивности тектонических движений во время герцинского и тем более альпийского циклов. Однако анализ материалов НСП и литературных данных [7, 21, 22] показывает, что уменьшение амплитуд нарушений и локальных поднятий вверх по разрезу — явление закономерное. Оно находится в прямой зависимости от продолжительности их развития, а также от уплотнённости осадочной толщи и в обратной — от мощности последней. В каледонском комплексе нарушения и структуры формировались на протяжении почти всего фанерозоя и несут на себе следы суммарного тектонического воздействия; среди них есть и новообразования, возникшие на более поздних стадиях. Потому-то здесь наблюдается максимальное число нарушений и локальных структур и наибольшая их амплитуда. Меньшее число и малая амплитуда нарушений и структур в герцинском, а тем более в альпийском комплексах связаны с более поздним их возникновением, а значит и с меньшей продолжительностью развития. При передаче механических движений вверх по разрезу поглощающие свойства осадочных толщ (особенно слабоуплотненных) могут вызвать естественное затухание амплитуд. Поэтому при большой мощности осадочного чехла в альпийском комплексе могут проявиться только некоторые нарушения и локальные структуры и то лишь в зонах с максимальной тектонической активностью.

Из сказанного следует, что оценка возраста нарушений классическими методами (по возрасту перекрывающих ненарушенных отложений) может быть надёжной, если нарушения в каждом структурном комплексе совпадают с имеющимися здесь градиентами мощности или зонами фациального замещения. Если такого совпадения нет, то нарушения, в какой бы части разреза они не проявлялись, могут оказаться более молодыми.

Об активизации нарушений во время того или иного тектонического цикла можно судить по мощности структурных комплексов и продолжительности разделяющих их перерывов, по присутствию в каждом комплексе градиентов мощности, совпадающих с тектоническими зонами, по совпадению ориентировки разломов и изогипс фундамента с ориентировкой изопахит, изогипс маркирующих горизонтов и границ выклинивания структурных комплексов. Сейчас следы активизации нарушений и структур мы находим лишь в местах, где сохранились отложения того или иного структурного комплекса, т. е. в зонах бывших опусканий. В соседних же районах, испытавших синхронное поднятие, где отсутствуют отложения соответствующих комплексов, их активизация могла быть не менее сильной. Поэтому локальные поднятия, выявленные в каледонском комплексе, перекрытом лишь четвертичными отложениями, могли развиваться также и во время герцинских, альпийских и неотектонических движений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые исследования показывают, что большая часть пликативных и разрывных деформаций осадочного чехла Балтийского моря, выявленных методом НСП в верхней части разреза, связана с долгоживущими тектоническими зонами докембрийского заложения. На платформенной стадии развития эти зоны испытали неоднократную активизацию, сопровождавшуюся вертикальными и горизонтальными подвижками. Значительной интенсивности активизация достигла во время герцинских, альпийских и неотектонических движений. В северных, центральных и юго-восточных районах наибольшей тектонической активностью отличались зоны северо-восточной и субмеридиональной ориентировок, определившие основные черты строения Балтийской синеклизы и окраины Балтийского щита. В юго-западных районах, напротив, максимально активными были тектонические зоны северо-западной и широтной ориентировок, участвовавшие в формировании региональных (продольных) структур прогиба. Активизация нарушений других направлений была менее интенсивной и привела к образованию структур более высокого порядка.

Впадина современного Балтийского моря — область неотектонического дифференцированного прогибания земной коры, достигшего наибольшей амплитуды и интенсивности в её приосевой и южной частях, где глубина до фундамента наибольшая. Существенное воздействие на формирование региональных черт этой впадины сыграла экзарационная деятельность ледников [27].

### Литература

1. Берзинь Л. Э., Клявиньш Я. Р., Озолинь Н. К. О тектонике фундамента Средней Балтики.— В сб.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига. «Зинатне», 1973, с. 211—219.
2. Берзинь Л. Э., Востоков Е. Н., Канев С. В. Строение акваториальной части Балтийской синеклизы.— В сб.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1977, с. 41—48.
3. Биркис А. П., Богданов С. В., Волох А. Г., Ротенфельд В. М., Файтельсон А. Ш. Тектоника кристаллического фундамента Балтийской синеклизы и сопредельных территорий.— Сов. геология, 1972, № 6, с. 108—113.
4. Брио Х. С., Стецюн П. А. Глубинное строение земной коры территории Латвийской ССР по данным аэромагнитной съемки.— В сб.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 3—8.
5. Вашилов Ю. Я., Мирчик И. М., Науменко-Бондаренко И. И. Некоторые особенности структуры земной коры восточной части Балтийского моря.— Геол. нефти и газа, 1975, № 7, с. 49—55.
6. Васильев В. А. Новые данные о строении кристаллического фундамента Южной Прибалтики.— В сб.: Геофизические исследования в Южной Прибалтике. Вильнюс, «Минтис», 1972, с. 25—39.
7. Волох А. Г., Наместников Ю. Г., Ротенфельд В. М., Файтельсон А. Ш. Развитие локальных поднятий Балтийской синеклизы и их прогнозирование в нефтесодержащих отложениях по данным неотектоники.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1974, № 9, с. 5—11.
8. Геология Балтийского моря. Вильнюс, «Мокслас», 1976, 383 с.
9. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики. М., «Наука», 1976, 110 с.
10. Глушко В. В., Дикенштейн Г. Х., Шмидт К., Гольдбехр К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания.— Сов. геология, 1974, № 5, с. 37—43.
11. Гольдберг И. С., Руховец Н. М. Основные черты тектонического строения и развития Балтийской синеклизы.— В сб.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 136—147.
12. Голуб Д. П., Сидоров Ю. С. Строение поверхности докембрийского фундамента Балтийского моря (по данным магнитных съемок э/с «Заря»).— Океанология, 1971, т. XI, вып. 2, с. 239—244.
13. Горбунов Г. И., Макиевский С. И., Николаева К. А. Металлогеническая зональность, связанная с тектоно-магматической активизацией Балтийского щита.— Сов. геология, 1978, № 4, с. 442—445.
14. Зноско Е., Петренко В. С., Червинская М. В. Основные черты тектонического строения западной окраины Русской плиты и ее обрамления.— Вестн. МГУ, Сер. геол., 1977, № 3, с. 21—30.

15. Каплан А. А. Альпийская тектоника и ее влияние на нефтеносность.— В сб.: Вопросы нефтеносности Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1973, с. 203—212.
16. Ковалевский М. И., Лукшевица Г. Т. Некоторые элементы неотектонической структуры Западной Латвии.— В сб.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 177—183.
17. Кратц К. О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О. Балтийский щит.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Недра», 1964, с. 306—319.
18. Кузик Э. П. Современный рельеф докембрийского кристаллического фундамента Прибалтийской впадины.— В сб.: Нефтепоисковые критерии Прибалтики и методы их изучения. Вильнюс, «Минтис», 1970, с. 133—145.
19. Кухмазов У. А., Лапина Е. Г., Файтельсон А. Ш. Нефтеносность Балтийской синеклизы по данным морских геофизических исследований.— Геол. нефти и газа, 1970, № 1, с. 34—38.
20. Левин Л. Э., Фельдман С. Л. Балтийское море.— В кн.: Тектоника и нефтегазосность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970, с. 190—251.
21. Можав Б. Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л., «Недра», 1973, 231 с.
22. Наместников Ю. Г., Ротенфельд В. М., Файтельсон А. Ш. Унаследованность — характерная черта локальных поднятий.— В сб.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, «Пяргалэ», 1978, с. 55—56.
23. Николаев Н. И., Бабак В. И., Медянцева А. И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и Норвежских каледонид.— Сов. геология, 1967, № 3, с. 3—22.
24. Петренко В. С. Основные черты истории геологического развития Польской низменности в мезозое.— Научн. сообщения Ин-та геологии и географии АН ЛитССР. Вильнюс, «Минтис», 1960, т. XII, с. 185—204.
25. Пуура В. А., Берзинь Л. Э., Брангулис А. П., Брио Х. С., Лашков Е. М., Сувейдис П. И. О каледонском комплексе Балтийской синеклизы и ее обрамления.— В сб.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1977, с. 15—24.
26. Руховец Н. М. Особенности тектонического строения Польско-Литовской синеклизы и развития в ней локальных структур по данным геофизических исследований и бурения (в связи с нефтеносностью).— В сб.: Нефтепоисковые критерии Прибалтики и методы их изучения. Вильнюс, «Минтис», 1970, с. 147—157.
27. Свиридов Н. И., Литвин В. М., Гайгалас А. И., Репечка М. А. Рельеф дочетвертичной поверхности Балтийского региона.— Сов. геология, 1976, № 5, с. 60—69.
28. Свиридов Н. И., Литвин В. М. Строение дна юго-западной части Балтийского моря.— Сов. геология, 1978, № 4, с. 27—41.
29. Файтельсон А. Ш. Генетическая классификация платформенных тектонических структур и палеотектонические построения по геофизическим данным о глыбовой структуре фундамента.— Сов. геология. 1965, № 1, с. 76—94.
30. Файтельсон А. Ш., Мишина А. Д. Результаты и направление геофизических исследований в Прибалтике.— В сб.: Нефтепоисковые критерии Прибалтики и методы их изучения. Вильнюс, «Минтис», 1970, с. 125—131.
31. Хейнсалу Ю., Вахер Р. Зоны трещиноватости карбонатной толщи Северной Эстонии.— В сб.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1977, с. 60—64.
32. Шварц Т. В. Дизъюнктивные нарушения нижнего палеозоя и силура Латвии.— В сб.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига «Зинатне», 1972, с. 129—135.
33. Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973, 66 с.
34. Ефендиева М. А. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным.— Сов. геология, 1967, № 4, с. 88—94.
35. Dadlez R., Mlynarski S. Wglebna budowa geologiczna podloża Bałtyku na wschód od ujścia Odry.— Kwart. geol., 1967, t. 11, No. 3, s. 488—499.
36. Floden T. Seismic refraction soundings in the area around Gotland, central Baltic.— Acta universitatis stockholmiensis.— Stockholm contributions in Geology, 1975, v. 28, No. 2, p. 9—43.
37. Pożaryski W. Z geologii Bornholmu.— Przegl. geol., 1961, No. 5, s. 270—275.
38. Pożaryski W. Zarys tektoniki paleozoiku i mesozoiku Niżu Polskiego.— Kwart. geol., 1964, t. 8, No. 1, s. 1—32.
39. Regnell C., Hede J. The Lower Paleozoic of Scania, the Silurian of Gotland.— Intern. Geol. Congr., XXI sess., Guide to excursions. Copenhagen, 1960, p. 44—89.
40. Veltheim V. On the Pre-Quaternary geology of the bottom of the Bothnian Sea.— Bull. Comm. Geol. Finlande, 1962, No 200, 166 p.

Атлантическое отделение  
Института океанологии  
им. П. П. Ширшова  
АН СССР  
Калининград

Статья поступила  
7 декабря 1979 г.

УДК 551.254 (234.851)

ЩЕРБАКОВ С. А.

**МЕХАНИЗМ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ  
ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Рассмотрены диаграммы оптической ориентировки оливина и энстатита, которые могут возникать в результате пластического течения ультраосновных пород в твердом состоянии, осуществляемого механизмами внутризернового трансляционного скольжения и синтетектонической перекристаллизации. Показана возможность определения механизма пластического течения ультраосновной породы в каждом конкретном случае на основе анализа микроструктурных диаграмм ее минералов.

Изучение микроструктур и оптических ориентировок минералов пород одного из типичных участков Войкаро-Сыньинского массива, сложенного полосчатыми гарцбургитами с жилами дунитов показало, что эти породы претерпели два этапа пластического течения. На первом этапе пластическое течение проходило в гарцбургитах до возникновения дунитовых жил и выразилось в ориентировке оливина формированием пояса  $Ng-Nm$  вокруг максимума  $Np$ . На втором этапе пластическое течение затронуло как гарцбургиты, так и дуниты и проявилось в образовании оптических ориентировок, возникших вследствие трансляционного скольжения по системам  $\{0kl\}$  [100] в оливине и (100) [001] в энстатите (активность этих систем скольжения подтверждается изучением полос излома в минералах). Внутризерновое трансляционное скольжение на этом этапе пластического течения сопровождалось синтетектонической перекристаллизацией.

Проводящееся в последние годы изучение текстур, структур и оптических ориентировок породообразующих минералов альпинотипных перидотитов [1, 3, 12, 13, 19, 21], ультраосновных включений в базальтах и кимберлитах [18, 23, 24], а также ультрабазитов, поднятых со дна океанов [15], указывает на то, что эти породы подвергались интенсивным пластическим деформациям. Предполагается, что эти деформации являются отражением процесса пластического течения в твердом состоянии вещества верхней мантии, посредством которого, согласно концепции новой глобальной тектоники, осуществляются горизонтальные перемещения литосферных плит. В связи с этим в последнее время значительно возрос интерес геологов к изучению деформационных структур, развитых в ультрабазитах офиолитовых ассоциаций, и механизмов пластических деформаций ультраосновных пород, понимание которых позволит углубить представления о состоянии мантийного вещества и тектонических процессах, происходящих в нижних горизонтах океанической литосферы. При изучении ультрабазитов все большее число исследователей прибегает к методике микроструктурных исследований, что обусловлено, с одной стороны, большой сложностью применения обычных методов структурной геологии (из-за отсутствия четко картируемых структурных элементов), а с другой стороны, возможностью получения новой информации, доступной только на микроуровне.

В предлагаемой статье приводятся результаты микроструктурного изучения пород дунит-гарцбургитового комплекса Войкаро-Сыньинского массива, которые приурочены к нижней части сложно построенного покрова офиолитов и представляют собой основание разреза раннепалеозойской океанической коры [5, 7 и др.]. Целью статьи является:

1) определить механизм, посредством которого осуществлялось пластическое течение в породах дунит-гарцбургитового комплекса, и 2) наметить этапы этого процесса.

Для решения поставленной задачи необходимо прежде всего на основе анализа экспериментальных данных установить зависимость оптической ориентировки минералов ультраосновных пород от механизма их пластической деформации.

## ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В настоящее время накоплен обширный экспериментальный материал по пластической деформации ультраосновных пород и их главных минералов: оливина и энстатита. В результате многочисленных экспериментов установлено, что пластическое течение в ультрабазитах может осуществляться различными механизмами: внутризерновым трансляционным скольжением [24], синтетектонической перекристаллизацией [14] или сочетанием этих двух механизмов [20, 25].

### 1. Внутризерновое трансляционное скольжение

**Оливин.** Большая часть экспериментов по пластической деформации монокристаллов оливина и поликристаллических оливинсодержащих пород была выполнена в последние годы [14, 23, 25]. Этими исследованиями было подтверждено предположение о закономерной смене систем трансляционного скольжения в оливине при изменении условий деформации [22]. Установлено, что с возрастанием температуры и понижением скорости деформации происходит переход от скольжения по системе  $\{110\}$ ,  $(100)$   $[001]$  ( $\{110\}$  и  $(100)$  — плоскости скольжения;  $[001]$  — направление скольжения) через  $\{110\}$   $[001]$  к скольжению по системе  $\{0kl\}$   $[100]$ , которая в свою очередь сменяется системой  $(010)$   $[100]$  (рис. 1, А, Б). По некоторым данным, кроме перечисленных систем с направлением скольжения  $(t)$   $[001]$  и  $[100]$ , существуют также и системы скольжения с  $t = [010]$ . Система  $\{101\}$   $[010]$ , например, была зафиксирована при высоких температурах ( $1300^\circ\text{C}$ ) в ходе экспериментов по деформации монокристаллов оливина [28].

По результатам экспериментов, проведенных при температурах  $200$ — $1400^\circ\text{C}$ , давлениях  $5$ — $20$  кбар и скоростях деформации до  $10^{-7}$  сек $^{-1}$  [16, 17, 24], линейным экстраполированием построена диаграмма, иллюстрирующая смену систем трансляционного скольжения в оливине в зависимости от изменения температуры  $T$ , всестороннего давления  $P$  и скорости деформации  $\dot{\epsilon}$  (см. рис. 1, Б). Экстраполяция проведена до  $\dot{\epsilon} = 10^{-14}$  сек $^{-1}$ , которая считается наиболее вероятной скоростью природных деформаций [16], и до величины всестороннего давления  $P = 50$  кбар. Зная систему трансляционного скольжения в оливине, активную в данном конкретном случае с помощью этой диаграммы можно ориентировочно оценить условия, при которых происходило пластическое течение породы. Более точное определение этих условий возможно, если один из параметров ( $P$ ,  $T$  или  $\dot{\epsilon}$ ) получен каким-либо независимым методом.

**Энстатит.** Эксперименты по пластической деформации поликристаллических энстатитсодержащих пород также проводились при различных температурах, давлениях и скоростях деформации [22, 24, 26, 27]. Всеми авторами отмечается, что трансляционное скольжение в энстатите осуществляется по системе  $(100)$   $[001]$ , которая является в этом минерале единственной.

В ходе экспериментальной пластической деформации ультраосновных пород путем трансляционного скольжения, в них возникает микро-структура, доминирующее положение в которой занимают сильно вытя-



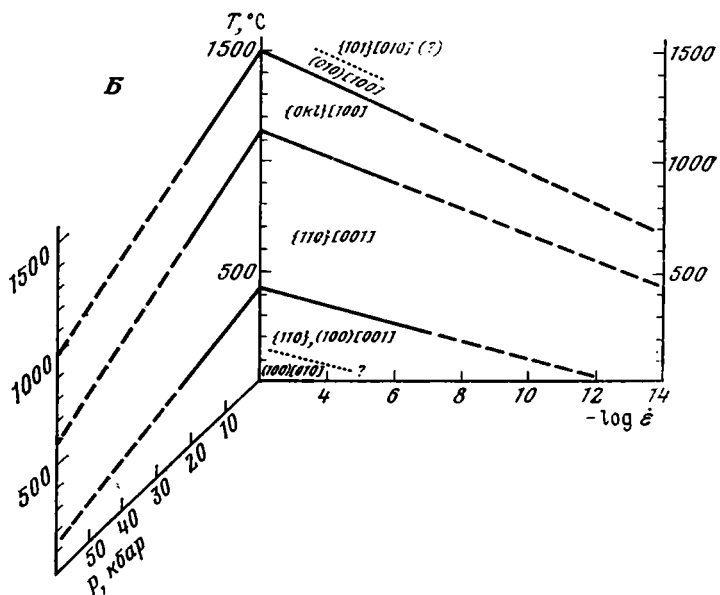
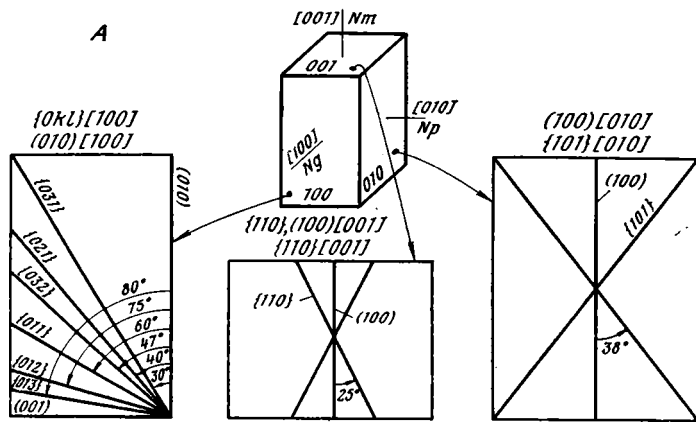


Рис. 1. А — схема расположения активных плоскостей различных систем трансляционного скольжения в кристалле оливина; Б — диаграмма, иллюстрирующая смену систем скольжения в оливине в зависимости от изменения температуры  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), всестороннего давления  $P$  (кбар) и скорости деформации  $\dot{\epsilon}$  ( $\text{сек}^{-1}$ ). (По [16, 17, 24, 28])

нутые и уплощенные зерна оливина с неровными, часто ступенчатыми границами. В значительной части этих зерен образуется множество полос излома (kink bands), границы которых перпендикулярны к плоскости уплощенности минералов (foliation).

## 2. Синтектоническая перекристаллизация

Эксперименты по синдеформационной перекристаллизации оливин-и энстатитсодержащих пород проводились при температурах  $950\text{--}1350^{\circ}\text{C}$ , давлениях  $5\text{--}30$  кбар и скоростях деформации  $10^{-3}\text{--}10^{-8}$   $\text{сек}^{-1}$  [13, 14, 16]. В ходе этих экспериментов установлено, что при скорости деформации  $7,5 \cdot 10^{-4}$   $\text{сек}^{-1}$  перекристаллизация начинается при температуре  $1050^{\circ}\text{C}$ , т. е. приблизительно в области, где скольжение по системе  $(110)[001]$  в оливине сменяется скольжением по системе  $\{0k1\}[100]$  (см. рис. 1, Б). При понижении скорости деформации на порядок тем-

пература начала перекристаллизации падает примерно на  $50^\circ$ . Изменение всестороннего давления в интервале 5—20 кбар на температуру начала перекристаллизации существенно не влияет.

При синдеформационной перекристаллизации в образцах ультраосновных пород возникает мозаичная микроструктура, сформированная полигональными, изометричными или слабоуплощенными зернами, имеющими незакономерно ориентированные ровные границы.

### ПРЕДПОЧТИТЕЛЬНАЯ ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ

Известно, что при пластическом течении путем внутризернового трансляционного скольжения предпочтительная ориентировка кристаллов возникает за счет их механического вращения, происходящего вследствие такого скольжения. Вращение кристаллов, обусловлено тем, что активные плоскости скольжения стремятся занять положение, параллельное плоскости пластического течения, которая близка к формирующейся в процессе деформации плоскости минеральной уплощенности. Направления скольжения кристаллов занимают положение, параллельное направлению пластического течения, которое обычно почти совпадает с минеральной и агрегатной линейностью деформированной породы.

Основываясь на этих положениях, можно предсказать характер рисунка диаграмм оптической ориентировки минералов породы, испытавшей пластическое течение путем трансляционного скольжения по той или иной системе (рис. 2). Очевидно, что оси оптической индикатрисы, соответствующие направлению скольжения в кристаллах, должны концентрироваться вблизи от направления линейности  $L$ .

Две другие оси должны образовывать точечные максимумы или в разной степени выраженные пояса (в зависимости от количества активных плоскостей скольжения в данной системе) в плоскости, перпендикулярной к линейности.

В тех случаях, когда кристаллы деформируются трансляцией по системе с единственной плоскостью скольжения (например,  $(010)$   $[100]$  и  $(100)$   $[010]$  в оливине или  $(100)$   $[001]$  в энстатите), все три оси индикатрисы образуют точечные максимумы. При этом один из них, соответствующий направлению скольжения в кристалле, будет близок к линейности, а другой, соответствующий нормали к плоскости скольжения, расположится перпендикулярно к плоскости уплощенности.

Если кристаллы деформируются механизмом трансляционного скольжения по системе с несколькими равноправными плоскостями, то перпендикулярно к максимуму осей, соответствующих направлению скольжения, будут располагаться несколько максимумов, образованных двумя другими осями оптической индикатрисы. Количество таких максимумов на диаграммах ориентировки и угловое расстояние между ними определяется количеством плоскостей скольжения в данной системе и углом между этими плоскостями в кристалле (см. рис. 1, А и 2). В случае скольжения по системе, имеющей 2—3 равноправных активных плоскости (например,  $\{110\}$ ,  $(100)$   $[001]$ ;  $\{110\}$   $[001]$  или  $\{101\}$   $[010]$ ), наложение максимумов может привести к формированию неполного пояса, перпендикулярного к линейности. При скольжении по системе, имеющей несколько активных плоскостей (например,  $\{0kl\}$   $[100]$ ), следует ожидать формирования полного пояса в плоскости, перпендикулярной к линейности.

При синтетектонической перекристаллизации оливина и энстатита возникновение оптической ориентировки, контролируемой ориентировкой действующих напряжений, наблюдалось непосредственно в ходе экспериментов [13, 14].

Оси перекристаллизованных зерен оливина образуют максимум  $Np = [010]$ , параллельный  $\sigma_1$ , который располагается перпендикулярно к образующейся в ходе перекристаллизации слабо выраженной упло-

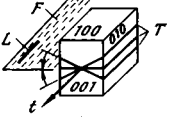
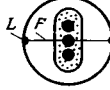




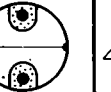
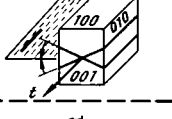
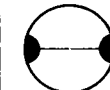

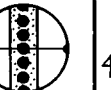
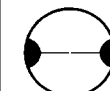


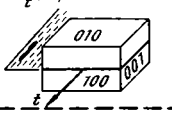




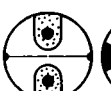
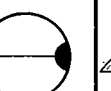
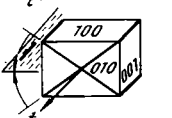
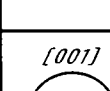

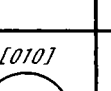
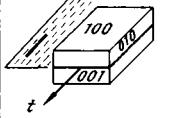



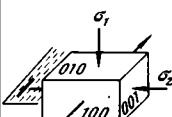
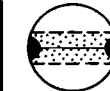
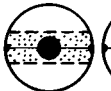
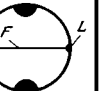
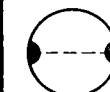
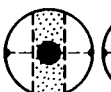
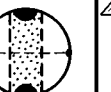
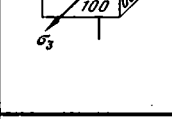
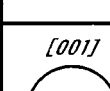
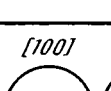
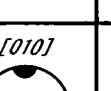
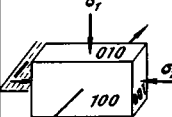



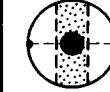
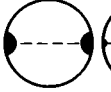
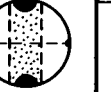
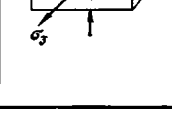
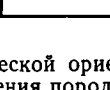
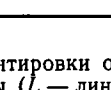
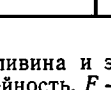
Ориентирующий механизм		Оптическая ориентировка			Пространственная ориентировка			
		$N_g$	$N_m$	$N_p$				
Транспляционные скопления	Олицвины	по системе:	$[100]$	$[001]$	$[010]$		$t = Nm \parallel L$	
		$\{110\} [001]$ $(100)$						
		$\{110\} [001]$					$t = Nm \parallel L$	
		$\{0k\ell\} [100]$						
		$(010) [100]$					$t = Ng \parallel L$	
	$(100) [010]$							
	Экстатит		$(100) [001]$					$t = Np \parallel L$
			$\{101\} [010]$					
			$[001]$	$[100]$	$[010]$		$t = Ng \parallel L$	
			$(100) [001]$					
Синтектонческая перекристаллизация			Олицвины	при:	$[100]$	$[001]$	$[010]$	
	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$							
	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$					$(Nm - Np) \perp F = (\sigma_2 - \sigma_3)$		
	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$							
Экстатит		$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	$[001]$	$[100]$	$[010]$		$(Ng - Nm) \parallel F = (\sigma_2 - \sigma_3)$	
		$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$						
$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$					$(Ng - Np) \perp F = (\sigma_2 - \sigma_3)$			
$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$								

Рис. 2. Зависимость оптической ориентировки оливина и экстатита от механизма пластического течения породы ( $L$  — линейность,  $F$  — уплощенность)

шенности. Оси  $Ng = [100]$  и  $Nm = [001]$  концентрируются в плоскости уплощенности параллельно  $\sigma_2 - \sigma_3$ , причем оси  $Ng$  стремятся занять положение, параллельное  $\sigma_3$  и линейности. В зависимости от соотношения величин главных нормальных напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  оси оливина образуют (см. рис. 2):

- 1) точечные максимумы (при  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ),
- 2) пояс  $Ng - Nm$  в плоскости уплощенности (при  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ) или
- 3) пояс  $Nm - Np$ , перпендикулярный к линейности (при  $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ).

Оси  $Np = [010]$  новообразованных зерен энстатита аналогично осям  $Np$  оливина располагаются параллельно  $\sigma_1$  и перпендикулярно плоскости уплощенности. Оси  $Nm = [100]$  и  $Ng = [001]$  энстатита концентрируются в плоскости уплощенности, параллельной  $\sigma_2 - \sigma_3$ , но в отличие от оливина к направлению действия  $\sigma_3$  тяготеет максимум оси  $Nm$  перекристаллизованных зерен.

Такая ориентировка хорошо согласуется с данными об упругой анизотропии оливина и энстатита. Соотношения величин упругих констант  $C_{ij}$  для кристаллографических направлений  $[010]$ ,  $[001]$  и  $[100]$  оливина и энстатита описываются следующими неравенствами [4]:

$$\begin{aligned} \text{для оливина} & - C_{22}^{[010]} < C_{33}^{[001]} < C_{11}^{[100]}; \\ \text{для энстатита} & - C_{22}^{[010]} < C_{11}^{[001]} < C_{33}^{[100]}. \end{aligned}$$

Сравнивая эти соотношения с результатами экспериментов, легко заметить, что кристаллографические направления новообразованных зерен с наибольшим и с наименьшим значениями упругих констант занимают положение, параллельное соответственно максимальному  $\sigma_1$  и минимальному  $\sigma_3$  главным нормальным напряжениям. Это означает, что оптическая ориентировка оливина и энстатита, возникающая при синтетонической перекристаллизации, является следствием упругой анизотропии этих минералов.

Как видно из рис. 2, оптическая ориентировка оливина в большинстве рассмотренных случаев достаточно определенно связана с ориентирующим механизмом пластического течения. Исключениями являются только случаи трансляционного скольжения по системам с  $t = [100]$  и синтетонической перекристаллизации при  $\sigma_1 \geq \sigma_2 > \sigma_3$ , приводящие к идентичным рисункам диаграмм. Определение этих механизмов пластического течения на основе анализа петроструктурных диаграмм возможно при привлечении данных по ориентировке энстатита; в отличие от оливина ориентировка энстатита, возникающая при трансляционном скольжении, существенно отличается от ориентировки, обусловленной синтетонической перекристаллизацией.

Каждый из рассмотренных случаев возникновения предпочтительной ориентировки оливина и энстатита отражает действие одного из механизмов пластического течения в его чистом виде. В природно-деформированных породах картина ориентировки обычно сложнее. Такое усложнение может быть связано, например, с одновременным протеканием двух различных ориентирующих процессов (трансляционного скольжения и синтетонической перекристаллизации) или с наложением более молодых ориентировок на предшествующие. Кроме того, в данной статье не рассматривается механизм межзернового скольжения, который играет вспомогательную роль при пластическом течении посредством внутризернового трансляционного скольжения [20]. Влияние этого механизма, вероятно, также может проявиться в усложнении рисунка диаграмм оптической ориентировки.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА

Петроструктурное изучение гарцбургитов и дунитов проводилось в северной части Войкаро-Сыньинского массива, очерк геологического строе-

ния которой, как и петрография слагающих ее пород, приводится здесь по данным предшествующих исследований [7, 8].

В рассматриваемой части массива гарцбургиты слагают крупное, вытянутое в северо-восточном направлении тело размером  $60 \times 30$  км. Внутренняя структура его, очерчиваемая полосчатостью гарцбургитов, представляет собой желобовидную складку, крылья которой осложнены более мелкими складками (рис. 3). К приосевым зонам главной и осложняющих ее складок приурочены многочисленные, различные по размерам и форме дунитовые тела, окруженные ореолом маломощных дунитовых жил. Исследования были сосредоточены на участке, расположенном вблизи одного из этих тел, где характер соотношений дунитов и гарцбургитов выражен наиболее ярко.

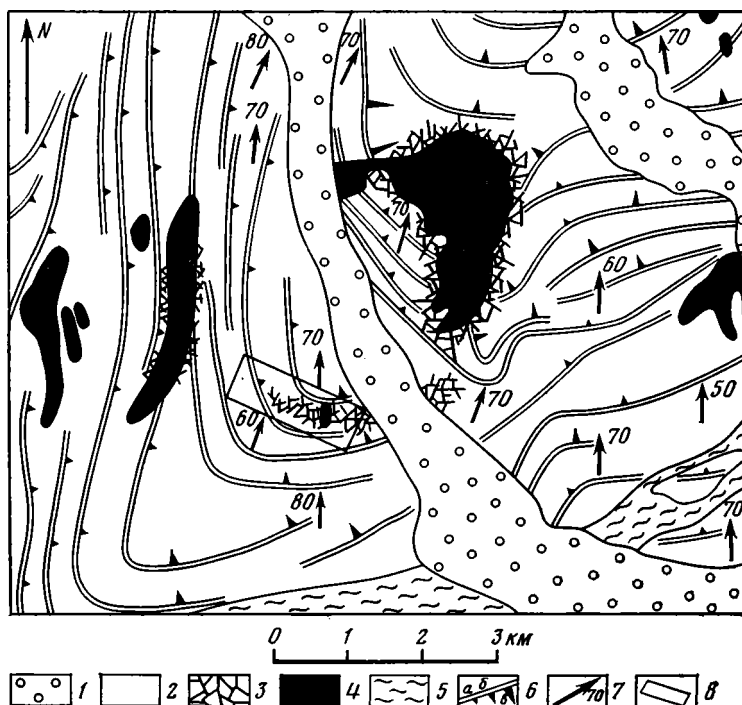


Рис. 3. Схематическая геологическая карта участка Войкаро-Сыньинского массива [6]: 1 — четвертичные отложения, 2 — гарцбургиты, 3 — жилы дунитов, 4 — дуниты, 5 — оливин-антигоритовые сланцы, 6 — полосчатость (углы падения): а —  $90-60^\circ$ , б —  $60-30^\circ$ , в —  $30-0^\circ$ , 7 — линейность, 8 — участок детальных исследований

В пределах участка дуниты образуют жилообразное тело мощностью до 30 м, которое залегает среди слабосерпентинизированных полосчатых гарцбургитов, состоящих из оливина  $Fo_{80}$  (70—80%), энстатита  $En_{21}$  (20—25%), диопсида (до 5%) и хромшпинелида (1%). Кроме полосчатости, обусловленной неравномерным распределением оливина и энстатита, в гарцбургитах отмечается четкая линейность, образованная агрегатами энстатита, диопсида и хромшпинелида, которые заключены в существенно оливиновую матрицу. Линейность субвертикальна и располагается в осевой плоскости складки, к которой приурочено дунитовое тело. Дуниты, состоящие из оливина с небольшим количеством хромшпинелида (1—2%), содержат в себе блоки гарцбургитов размером до 2 м. В тех случаях, когда в этих блоках сохраняется полосчатость, она всегда согласна с полосчатостью вмещающих гарцбургитов.

Переход от дунитов к гарцбургитам не резок: по направлению к периферии дунитового тела происходит постепенное увеличение размеров и количества гарцбургитовых блоков и дуниты сменяются рассеченными сетью дунитовых жил гарцбургитами. Более подробно строение рассматриваемого участка описано в статье Г. Н. Савельевой и др. [9]. Там же приводится детальная карта участка, отражающая характер соотношений дунитов и гарцбургитов.

Ориентированные образцы для микроструктурных исследований отбирались из дунитовых жил, вмещающих их гарцбургитов, а также из внутренних частей дунитового тела. В месте отбора каждого образца производилось тщательное изучение пространственного положения и соотношений всех видимых структурных элементов: полосчатости, агрегатной и минеральной линейности, уплощенности, контактов дунитовых жил и т. п.

### МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Микроскопическое изучение отобранных образцов ультраосновных пород проводилось в две стадии: 1) предварительного микроструктурного исследования и 2) изучения оптической ориентировки минералов.

Предварительное микроструктурное исследование проводилось в ориентированных шлифах, изготовленных в трех взаимно перпендикулярных плоскостях — горизонтальной и двух вертикальных. Основными целями предварительного изучения, шлифов являлись характеристика структурных взаимоотношений минералов породы и уточнение пространственного положения линейности и уплощенности, не всегда отчетливо видных непосредственно в обнажении. Наиболее информативными для этих целей являются шлифы, изготовленные в плоскости, перпендикулярной к уплощенности и содержащей линейности. В таких срезах очень четко видны все характерные признаки строения породы (рис. 4).

Изучение оптической ориентировки минералов проводилось с помощью пятиосного столика Федорова, методика проведения замеров на котором детально описана в ряде работ [2, 11 и др.]. Результаты измерений наносились на экваториальную сетку равноугольной (стереографической) проекции. При построении микроструктурных диаграмм использовалась проекция нижней полусферы.

Выбор шлифов для проведения замеров оптической ориентировки минералов обусловливался конкретными задачами исследований. Если эти задачи не предполагали необходимости получения диаграмм в горизонтальной плоскости, замеры проводились в шлифах, изготовленных перпендикулярно уплощенности, при изучении которых легче установить связь между микроструктурой породы и ориентировкой ее минералов. Если же целью исследований являлось определение связи оптической ориентировки минералов с ориентировкой более крупных структурных элементов (складки, разрывы и т. п.), т. е. когда было необходимо получить наглядное изображение ориентировки минералов в пространстве, замеры на федоровском столике проводились в горизонтальных шлифах. Чтобы избежать случайного повторения замеров ориентировки в одних и тех же зернах, выбранные шлифы перед началом работы были зарисованы с помощью поляризационного проектора.

На рис. 4, который представляет собой зарисовку шлифа, вырезанного в вертикальной плоскости перпендикулярно к уплощенности, демонстрируется типичная микроструктура, присущая *гарцбургитам* рассматриваемого участка Войкаро-Сыньинского массива. Наиболее характерными чертами строения гарцбургитов являются четкая агрегатная линейность, уплощенность оливковых зерен и разнозернистость минералов. Оливин образует обычно крупные уплощенные зерна размером в среднем  $5,0 \times 2,5 \times 1,5$  мм, с неровными границами, вытянутые парал-

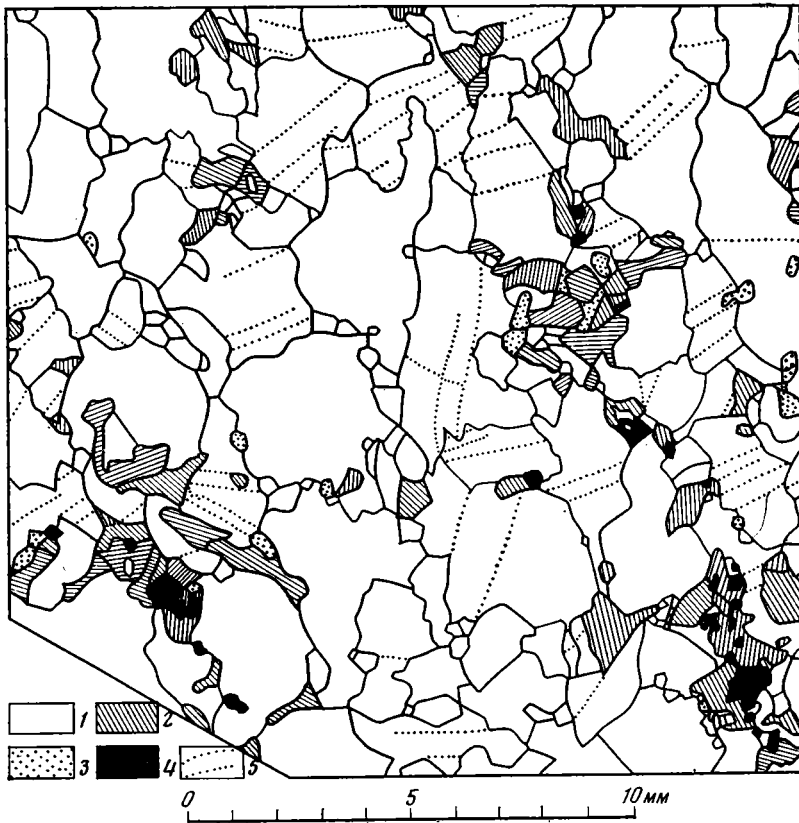


Рис. 4. Микроструктура гарцбурга  
 1 — оливин, 2 — энстатит, 3 — диопсид, 4 — хромшпинелид, 5 — границы  
 полос излома

лельно агрегатной линейности. С крупными зернами сосуществуют более мелкие, как правило, полигональные изометричные зерна оливина, размер которых редко превышает 0,5 мм. Они играют в строении гарцбургита резко подчиненную роль и занимают не более 5% площади шлифа. Энстатит представлен разнообразными по форме зернами, средний размер которых 1,5 мм (некоторые до 3,5 мм), образующими вытянутые в субвертикальном направлении агрегаты, к которым приурочены также диопсид, хромшпинелид и мелкий оливин. Во многих крупных зернах оливина гарцбургитов наблюдаются полосы излома, ориентированные обычно субперпендикулярно к направлению линейности (см. рис. 4). Полосы излома встречаются также и в энстатите, но значительно реже.

Микроструктура *дунитов* отличается более резко выраженной по сравнению с гарцбургитами разномзернистостью — мелкие полигональные зерна оливина занимают в них до 15% площади шлифа. Тем не менее основной объем породы слагают удлиненные крупные зерна оливина, отличающиеся от оливина гарцбургитов только несколько более прямолинейными границами. Линейность в дунитах, выраженная удлинением крупных и вытянутостью агрегатов мелких полигональных зерен оливина, которая не наблюдается макроскопически, хорошо видна в шлифах и примерно параллельна агрегатной линейности гарцбургитов. Полосы излома также наблюдаются в крупных оливинах дунитов, но в несколько меньшем количестве.

Широкое распространение в гарцбургитах и дунитах вытянутых уплощенных зерен оливина и наличие во многих из них полос излома

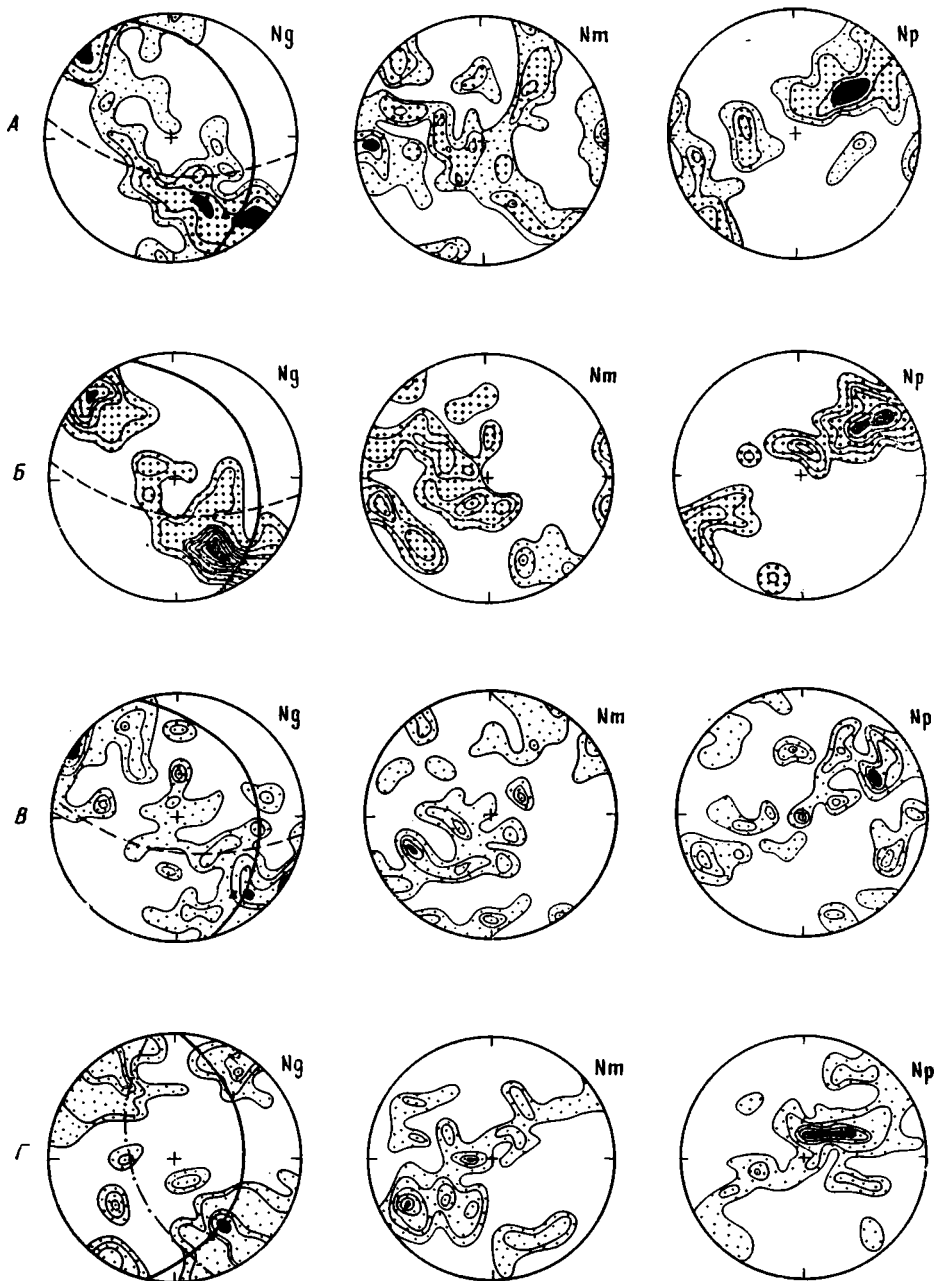


рис. 5. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы минералов гарцбургитов (А-В) и дунитов (Г). Гарцбургит: А — 100 мелких зерен оливина, 1—2—4—6—8—10%; В — 50 крупных зерен оливина, 1—2—4—6—8—10%; В — 65 зерен энстатита, 1,5—3,0—4,5—6,0%. Дунит: Г — 125 зерен оливина, 1—2—4—6—8—10% (сплошная линия — плоскость уплощенности, пунктир — полосчатость, треугольник — линейность). Изображение в вертикальной плоскости, ориентированной с запада на восток; стереографическая проекция на нижнюю полусферу

позволяет предполагать, что эти породы, согласно приведенным выше экспериментальным данным, подвергались пластической деформации посредством внутризернового трансляционного скольжения. Однако существование наряду с удлинненными более мелких полигональных зерен оливина указывает на то, что они претерпели также и частичную



перекристаллизацию, которая проходила одновременно с внутризерновым скольжением или после прекращения этого процесса. Решить вопрос о том, являлась ли перекристаллизация син- или посттектонической, помогают данные об оптической ориентировке мелкой генерации зерен (рис. 5, А). Четкая ориентировка мелких полигональных зерен оливина исключает возможность их возникновения в результате посттектонической перекристаллизации, которая не формирует, а напротив, «смазывает» или полностью стирает предпочтительные ориентировки, существовавшие до ее начала [11].

Сравнение диаграмм оптической ориентировки перекристаллизованных и крупных удлиненных зерен оливина, формирование которых связано с процессом внутризернового скольжения (см. рис. 5, Б) выявляет их значительную схожесть. Это указывает на тесную взаимосвязь процессов трансляционного скольжения и синтетектонической перекристаллизации и позволяет предполагать параллельный ход этих процессов при пластическом течении ультрабазитов. К аналогичному выводу ранее пришли А. Николая с соавторами [19, 20], которые рассматривают синтетектоническую перекристаллизацию как вспомогательный механизм пластического течения ультраосновных пород при ведущей роли внутризернового трансляционного скольжения. В нашем случае (если судить по доле новообразованных зерен в общей массе пород) синтетектоническая перекристаллизация также играла при пластическом течении подчиненную роль, которая сводилась, можно полагать, к снятию упрочнения: появление новых, свободных от напряжений зерен делало возможным непрерывное протекание пластической деформации трансляционным скольжением.

Таким образом, уже предварительное микроструктурное изучение пород позволяет предполагать, что доминирующим механизмом пластического течения в гарцбургитах и дунитах являлось внутризерновое скольжение. Изучение оптической ориентировки минералов этих пород, как будет показано ниже, подтверждает это предположение и вносит в него существенные дополнения.

Сравнение оптических ориентировок оливинов гарцбургитов и дунитов показало их явное различие. Для диаграмм ориентировки оливина гарцбургитов характерно наложение двух ортогональных поясов: пояса  $Ng-Nm$  с перпендикулярным ему максимумом  $Np$ , расположенным в плоскости уплощенности, и пояса  $Np-Nm$  с максимумом  $Ng$ , близким к направлению линейности (см. рис. 5, А, Б). Оптическая ориентировка оливина дунитов отличается наличием более четкого пояса  $Np-Nm$  с перпендикулярным к нему точечным максимумом осей  $Ng$ . Пояс  $Ng-Nm$  на диаграммах ориентировки оливина дунитов отсутствует (см. рис. 5, Г).

Оптическая ориентировка, выраженная поясом  $Np-Nm$  с параллельным линейности точечным максимумом  $Ng$ , присущая оливину как дунитов, так и гарцбургитов, могла быть сформирована (см. выше) либо при деформации трансляционным скольжением по системе  $\{0kl\}$  [100], либо путем синтетектонической перекристаллизации. В данном случае определению механизма пластического течения помогает привлечение данных по ориентировке энстатита. Рисунки диаграмм ориентировок энстатита, формирующихся при скольжении и перекристаллизации, существенно различны: при деформации путем трансляционного скольжения максимум осей  $Np$  энстатита ориентируется параллельно плоскости уплощенности, а при синтетектонической перекристаллизации — перпендикулярно к ней (см. рис. 2). В нашем случае оптическая ориентировка этого минерала (см. рис. 5, В) указывает на то, что ориентирующим механизмом являлось внутризерновое трансляционное скольжение, проходившее по системе (100) [001] в энстатите и по системе  $\{0kl\}$  [100] в оливине. Этот вывод подтверждается изучением многочисленных по-

лос излома в минералах гарцбургитов и дунитов рассматриваемого участка.

Полосы излома представляют собой блоки кристалла, решетка в которых повернута относительно соседних областей на некоторый угол. Под микроскопом они имеют вид неодновременно гаснущих полосок различной ширины, разделенных тонкими ровными границами (см. рис. 4). Многочисленные исследования показали [10, 23, 24], что полосы излома возникают в кристаллах вследствие неоднородного трансляционного скольжения и по элементам их строения (границы полос и оси вращения кристаллической решетки) с помощью простых построений на стереографической проекции можно легко определить систему этого скольжения [24]. Ось вращения ( $OB$ ), являющаяся линией, общей для решеток обеих граничащих областей кристалла, находится на пересечении биссектрис, проведенных между одноименными кристаллографическими осями (или осями оптической индикатрисы, которые в оливине и энстатите совпадают с кристаллографическими) этих областей. Направление трансляционного скольжения  $t$  находится как ближайшая к полюсу границы полосы излома кристаллографическая ось, а плоскостью скольжения  $T$  является плоскость, проходящая через  $t$  и  $OB$ .

Изучение полос излома, проведенное с помощью таких построений, полностью подтверждает вывод, что во время пластического течения дунитов и гарцбургитов активной системой скольжения в оливине была система  $\{0kl\}$  [100], причем наиболее активной плоскостью скольжения из семейства  $\{0kl\}$  являлась плоскость (010).

Кроме ориентировки, обусловленной трансляционным скольжением по системе  $\{0kl\}$  [100], присутствующей и в гарцбургитах, и в дунитах, на микроструктурных диаграммах оливина гарцбургитов запечатлена также ориентировка, следы которой отсутствуют в дунитах и которая, следовательно, была сформирована до их образования. Эта ранняя ориентировка (пояс  $Ng-Nm$ , перпендикулярный максимуму  $Np$ ), в отличие от широко распространенной в природе ориентировки, обусловленной скольжением по  $\{0kl\}$  [100], является весьма необычной для оливина альпинотипных ультрабазитов. Возникновение такой ориентировки может быть связано с трансляционным скольжением по системе  $\{101\}$  [010], вследствие которого получается похожий рисунок диаграмм (см. рис. 2).

## ВЫВОДЫ

Микроструктурный анализ гарцбургитов и дунитов одного из типичных участков Войкаро-Сыньинского ультрабазитового массива позволяет сделать следующие выводы.

1. Микроструктуры изученных пород и предпочтительные ориентировки их породообразующих минералов были сформированы в процессе пластического течения в твердом состоянии, которое осуществлялось механизмом внутризернового трансляционного скольжения, сопровождавшегося синтетектонической перекристаллизацией.

2) В ориентировке минералов изученных ультраосновных пород запечатлено два этапа пластического течения: первый этап проходил в гарцбургитах до возникновения дунитовых жил и проявился в ориентировке оливина формированием пояса  $Ng-Nm$  вокруг максимума  $Np$ ; на втором этапе пластическое течение затронуло как гарцбургиты, так и дуниты и осуществлялось путем трансляционного скольжения по системам  $\{0kl\}$  [100] в оливине и (100) [001] в энстатите.

Широкое развитие пластических деформаций в гарцбургитах и дунитах, являющихся главными членами нижних серий офиолитовых ассоциаций, указывает на исключительную важность той роли, которую играли процессы пластического течения пород в твердом состоянии на ранних стадиях становления этих ассоциаций.

1. Гончаренко А. И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение.— Сов. геология, 1976, № 12, с. 75—86.
2. Доброхотова Е. С. Метод Е. С. Федорова в петрографии.— М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 6—40.
3. Меляховецкий А. А. О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (восточная Тува) в связи с оценкой ее условий.— В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 84—111.
4. Поваренных А. С., Толстой М. И., Продайвода Г. Т. Анизотропия упругих свойств и структурный мотив породообразующих минералов.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1976, вып. 10, с. 88—96.
5. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. И. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977, с. 36—41.
6. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала». М., Наука, 1978, 89 с.
7. Савельева А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—60.
8. Савельева Г. Н. Альпинотинные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 127. Свердловск, 1977, с. 3—17.
9. Савельева Г. Н., Щербаков С. А., Денисови Е. А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах.— Геотектоника, № 3, 1980, с. 16—26.
10. Урусовская А. А. Образование областей с переориентированной решеткой при деформации моно- и поликристаллов.— В кн.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 75—116.
11. Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1949, с. 1—268.
12. *Avé Lallemant H. G.* Structural and petrofabric analysis of an «Alpinotype» peridotite: the Iherzolite of the French Pyrenees.— *Leidse Geol. Mededelingen*, 1969, v. 42, p. 1—57.
13. *Avé Lallemant H. G.* Mechanisms of preferred orientations of olivine in tectonite peridotite.— *Geology*, 1975, v. 3, № 11, p. 653—656.
14. *Avé Lallemant H. G., Carter N. L.* Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, № 8, p. 2203—2220.
15. *Boudier F., Bouchez J. L.* Microstructure of orientation preferentielle des minéraux dans trois échantillons de peridotites océaniques.— 5<sup>e</sup> Reun. annu. sci. terre, Rennes, 1977, p. 94.
16. *Carter N. L.* Static deformation of silica and silicates.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 23, p. 5514—5540.
17. *Carter N. L., Avé Lallemant H. G.* High temperature flow of dunite and peridotite.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, № 8, p. 2181—2202.
18. *Mercier J. C., Nicolas A.* Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts.— *J. Petrology*, 1975, v. 16, № 2, p. 454—487.
19. *Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C.* Textures, structures and fabrics due solid state flow in some European Iherzolites.— *Tectonophysics*, 1971, v. 12, № 1, p. 55—85.
20. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— *Amer. J. Sci.*, 1973, № 10, p. 853—876.
21. *Nicolas A., Poirer J. P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks.— London — New York: John Wiley and Sons, 1976, p. 1—414.
22. *Raleigh C. B.* Glide mechanisms in experimentally deformed minerals.— *Science*, 1965, v. 150, № 3697 (5), p. 739—741.
23. *Raleigh C. B.* Plastic deformation of upper mantle silicate minerals.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1967, v. 14, № 1—4, p. 45—49.
24. *Raleigh C. B.* Mechanisms of plastic deformation of olivine.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, № 14, p. 5391—5406.
25. *Raleigh C. B., Kirby S. H.* Creep in the upper mantle.— *Miner. Soc. Amer., Spec. Paper* 3, 1970, p. 113—121.
26. *Raleigh C. B., Kirby S. H., Carter N. L., Avé Lallemant H. G.* Slip and the clinoenstatite transformation as competing rate processes in enstatite.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 17, p. 4011—4022.
27. *Riecker R. E., Rooney T. P.* Deformation and polymorphism of enstatite under shear stress.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1967, v. 78, № 8, p. 1045—1054.
28. *Young Chapman III.* Dislocations in the deformation of olivine.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 7, p. 841—852.

УДК 551.242.3(235.216)

МАКАРЫЧЕВ Г. И., ГЕСЬ М. Д.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

В современной структуре между Северным и Срединным Тянь-Шанем установлена офиолитовая зона протяженностью до 800 км. В ряде мест в ней выявлены ненарушенные разрезы офиолитовой ассоциации, сопоставимые с разрезом океанической коры современных окраинных морей и срединно-океанических хребтов. Соотношение офиолитовой зоны с обрамляющими структурами Северного и Срединного Тянь-Шаня повсеместно тектоническое. Анализ осадконакопления и гранитообразования позволяет сделать вывод о том, что здесь в позднем рифее располагалось окраинное море, отделившееся от Южно-Тянь-Шаньского океана в результате возникновения массива с континентальной корой в Срединном Тянь-Шане. Закрытие этой остаточной океанической впадины произошло в результате тектонического сближения Северного и Срединного Тянь-Шаня в среднем кембрии — арениге. Показателями тектонического сучивания служат олистостромы и серпентинитовый меланж. Гранитно-метаморфический слой возник только после сучивания в позднем ордовике — силуре.

Проблема происхождения континентальной коры как одной из оболочек литосферы приобрела важнейшее значение в современной геотектонике. Этому в большой мере способствовали успехи в изучении океанского дна, выявившие сходство пород океанической коры с разрезом офиолитовой ассоциации в эвгеосинклинальных зонах складчатых поясов континентов. Бурением и драгированием теперь установлено, что кора океанов сложена породами офиолитовой ассоциации: гипербазиитами, габбро, толеитовыми базальтами и глубоководными кремнистыми осадками. Подобное строение имеет и офиолитовая ассоциация континентов, что позволило А. В. Пейве [12] сделать важный вывод о заложении эвгеосинклиналей прошлого на океанической коре. Вместе с тем в коре океанов не установлены породы, типичные для гранитно-метаморфического слоя континентов. Это обстоятельство привело к появлению в Геологическом институте Академии наук СССР новых идей о геосинклинальном процессе [13], сущность которого состоит в структурно-вещественном преобразовании океанической коры в континентальную. В свете этих идей гранитно-метаморфический слой является новообразованным и должен иметь разный возраст в различных зонах фанерозойских складчатых областей. Многочисленные определения возраста гранитоидов, являющихся индикатором времени становления континентальной коры, все больше подтверждают направленное, но неодновременное формирование верхней оболочки литосферы.

Направленное развитие структуры земной коры периодически нарушается тектоническим сучиванием формирующегося гранитно-метаморфического слоя и явления деструкции. Процессы деструкции вызывают утонение и раскалывание гранитно-метаморфического слоя, раздвижение сиалических блоков и при длительном развитии приводят к появлению рифтогенных структур, которые некоторые исследователи считают геосинклиналями или вторичными океанами. Одна из задач современной геотектоники состоит в том, чтобы найти критерии, кото-

рые позволят различать эти категории структур. Как показали Ю. М. Пущаровский с соавторами [14], в основе образования краевых и внутренних морей лежат процессы деструкции, не имеющие ничего общего с развитием геосинклиналей. На наш взгляд, это справедливо. Нам представляется, что решение поставленной задачи прежде всего должно основываться на историко-геологическом методе.

Многие исследователи Тянь-Шаня продолжают считать, что континентальная кора здесь сформировалась в глубоком докембрии и в дальнейшем лишь испытывала раздробление глубинными разломами и регенерацию. Рифейские и палеозойские эвгеосинклинали закладывались в результате погружения блоков сиаля с последующей их переработкой. Обычно процессы вещественного преобразования континентальной коры не разбираются. В этих построениях ведущая роль отводится вертикальным тектоническим движениям. В последние годы в связи с развитием идей тектоники плит заложение эвгеосинклиналей в Тянь-Шане стали связывать с раздвижением блоков все той же архейской сиалической коры [2]. Ведущим процессом считается рифтогенез, обусловленный проявлением горизонтальных движений. По сути дела эвгеосинклинальные зоны с полным набором пород офиолитовой ассоциации оказываются тождественными и рифтогенным структурам. На ошибочность подобных сравнений указал Е. Е. Милановский [9, 10], подчеркнув, что геосинклинальный процесс и рифтогенез далеко не одно и то же и между ними нельзя ставить знак равенства. Теперь хорошо доказано, что в ходе геосинклинального режима гранитно-метаморфический слой активно формируется, в то время как при рифтогенезе происходит его разрушение, и рифтогенез тем самым является осложняющим фактором на фоне направленного процесса созидания континентальной коры. Корообразующие процессы, такие, как метаморфизм и гранитообразование, присутствуют только геосинклинальному режиму и не проявляются при рифтогенезе.

В складчатых сооружениях Тянь-Шаня давно известны типичные эвгеосинклинальные зоны рифейского и раннепалеозойского возраста. В последние годы в них установлен полный разрез офиолитовой ассоциации, сходный с разрезом океанского дна [7]. Офиолиты в ряде мест перекрыты геосинклинальными осадочными толщами, испытавшими метаморфизм и гранитизацию. Одной из таких зон является зона сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня, изученная авторами на всем протяжении от Сарыджаза на востоке до ее окончания в западной части Кыргызского хребта. В современной структуре эта зона ограничена крупными надвигами, кулисообразно подставляющими друг друга (рис. 1, см. вкл. к стр. 36). Ширина ее варьирует от 1—2 до 35 км в районе оз. Сонкуль. К северу от этой зоны расположена рифейско-каледонская складчатая область Северного Тянь-Шаня, к югу — каледонско-герцинская — Срединного. Строение и геологическая история этих областей разные и совершенно отличаются от разделяющей их офиолитовой зоны.

### СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ<sup>1</sup>

Наиболее древние породы, граничащие с офиолитовой зоной, обнажаются в западной части Кыргызского хребта, в Макбальском блоке [8]. Они относятся к эклогитовой формации, объединяющей кроме эклогитов габбро, горнблендиты, амфиболиты и гранат-глаукофан-сланцевые сланцы. Эклогиты имеют постепенные переходы в гранатовые ам-

---

<sup>1</sup> Для Северного Тянь-Шаня анализируются только разрезы, непосредственно прикасающиеся к офиолитовой зоне.

фиболиты и в полосчатое габбро, что позволяет предполагать их метасоматическое происхождение за счет габброидов и основных эффузивов. Радиологический возраст эклогитов 1688 млн. лет [1].

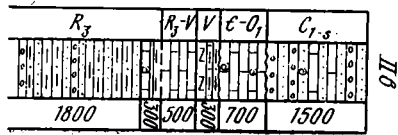
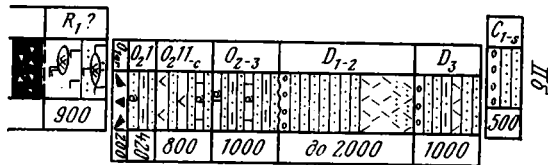
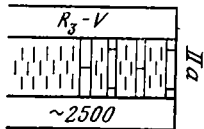
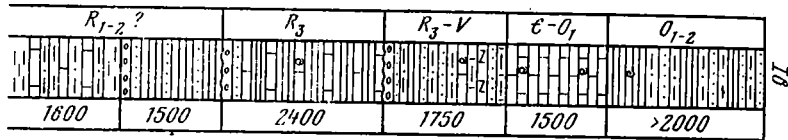
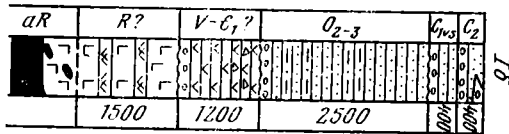
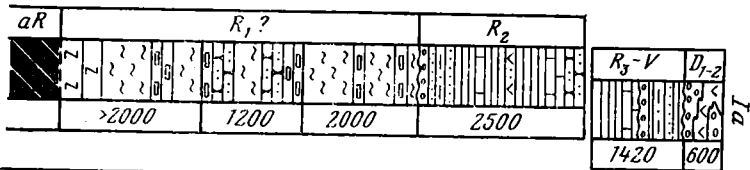
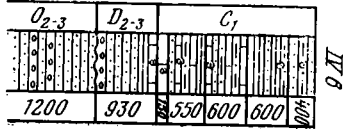
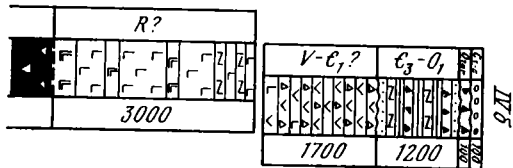
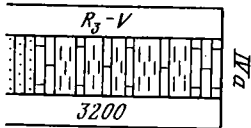
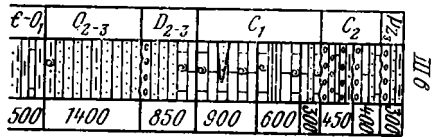
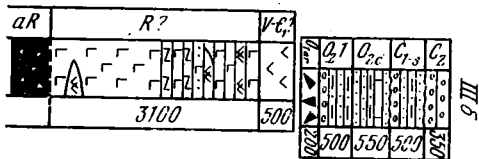
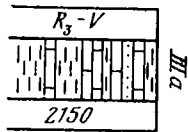
Эклогитовая формация слагает выступ метаморфизованного меланократового фундамента. Она перекрывается киргизской серией вулканогенно-осадочных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Внизу это нельдинская свита слюдяно-гранатовых сланцев с пластовыми залежами амфиболитов. Мощность свиты более 2000 м. Разрез согласно наращивается макбальской свитой (800 м), сложенной в основании слюдистыми мраморами, которые выше сменяются мономинеральными кварцитами. В кварцитах в повышенных содержаниях присутствуют титан, марганец и железо, что характерно для кремнистых образований современных океанов. Разрез киргизской серии завершает каиндинская свита слюдяных сланцев с прослоями амфиболитов и горизонтами мраморов. Мощность ее около 2000 м.

Фрагмент сходного разреза мощностью более 2000 м обнажается в ядре антиклинальной структуры на южном склоне хр. Суек (сарыторская свита). Основание разреза представлено гранат-амфиболовыми сланцами, сменяющимися выше слюдяными сланцами с редкими горизонтами мраморов и гнейсовидных плагиопорфиридов. По своему составу киргизская серия и сарыторская свита соответствуют разрезам океанической стадии развития геосинклинали.

Вышележащий комплекс терригенно-сланцево-карбонатных отложений, характеризующий переходную стадию, прослеживается по всей южной краевой части Северного Тянь-Шаня. Непрерывность полосы этих отложений нарушается лишь крупными гранитоидными массивами. Кенкольская серия в Макбальском блоке с перерывом и угловым несогласием налегает на киргизскую серию. Базальные слои представлены конгломератами, содержащими обломки пород киргизской серии. В ее нижней части преобладают серицит-хлоритовые сланцы с горизонтами водорослевых известняков. В средней части среди сланцев присутствуют маломощные покровы и межпластовые тела вулканитов среднего и основного состава. Верхняя часть сложена известняками и углисто-известковистыми сланцами с горизонтами кварцитовидных песчаников. В известняках содержатся строматолиты среднерифейского возраста [6]. Мощность отложений более 2500 м.

В бассейне р. Учкошой кенкольская серия наращивается разрезом терригенно-карбонатной формации, объединяющей несколько свит [15]. Находки микрофитолитов датируют этот разрез верхним рифеем — вендом. В нижней части разреза доминируют терригенные породы, а в верхней — карбонатные, содержащие строматолитовые биогермы и углистый материал.

Дальше к востоку среднерифейско-вендские терригенно-сланцево-карбонатные отложения установлены в хребтах Сусамырском, Балыкты, Кара-Джорго, Суек и в восточной части хр. Терсей-Алатау. В наиболее полных разрезах (рис. 2, 1а) наблюдается преобладание терригенно-сланцевых отложений над карбонатными. Среди них широкое распространение получили углистые разности. На разных уровнях несколько раз встречаются так называемые сингенетичные известковистые брекчии, а также следы подводного оползания. Зрелость терригенных осадков увеличивается снизу вверх по разрезам. Все это наряду с характерным терригенно-сланцево-карбонатным составом отложений указывает на накопление их в условиях шельфа и частично подводного склона. Время осадконакопления, как и в западной части Северного Тянь-Шаня, определяется средним рифеем — вендом, на что указывают остатки строматолитов и микрофитолитов [3]. Видимые мощности терригенно-карбонатных отложений колеблются от 2000 до 4000 м, хотя они в разной степени редуцированы.







Специфической особенностью среднерифейских отложений в хр. Суек является наличие в основании разреза толщи вулканогенных пород, своеобразной по составу. Здесь между терригенно-сланцево-карбонатной формацией и сарыторской свитой, находящейся на уровне нижнерифейской киргизской серии, «вклинились» две вулканогенные свиты контрастного состава. Первая из них, экургенкольская, с размывом залегает на метаморфизованных породах сарыторской свиты. Большая ее часть сложена порфиридами, залегающими на конгломератах и кварцево-серицитовых сланцах. Мощность свиты от 200 до 600 м. На экургенкольской свите также с размывом залегает бельчийская свита миндалекаменных метадиабазов с горизонтами зеленых сланцев, пронизанных субвулканическими телами основного состава. Мощность этой свиты колеблется от 300 до 900 м. На ней без видимого несогласия залегают филлитовидные сланцы описанной выше терригенно-сланцево-карбонатной формации.

Формирование вулканитов экургенкольской и бельчийской свит, вероятно, можно объяснить раскалыванием частично плагиогранитизированной океанической коры (сарыторская свита). Антидромный характер эволюции составов объясняется резким увеличением глубины расколов, в результате чего вначале изливалась кислая магма, сменившаяся впоследствии основной. Терригенно-сланцево-карбонатная формация повсеместно в Северном Тянь-Шане завершает осадконакопление переходной стадии развития.

В нижнем палеозое (ордовик?) в наложенных впадинах накапливались орогенные отложения: дацитовые порфириды с туфобрекчиями или алевролиты, песчаники и конгломераты. Красноцветные терригенные отложения карбона локально перекрывают формации переходной стадии (рис. 2, VIIa) и орогенные образования наложенных впадин.

### СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ И ТАЛАСО-КАРАТАУСКАЯ ЗОНА

В современной структуре Северный Тянь-Шань на востоке отделен офиолитовой зоной от Срединного Тянь-Шаня, а на западе — от Таласо-Каратауской зоны. Последняя, видимо, занимала промежуточное положение между офиолитовой зоной и Срединным Тянь-Шанем, окаймляя последний с севера. Значительные горизонтальные перемещения в северном направлении привели к полному перекрытию восточного продолжения Таласо-Каратауской зоны.

**В Срединном Тянь-Шане** наиболее древними породами являются карбонатизированные и амфиболитизированные гипербазиты, обнажающиеся в тектоническом блоке в долине р. Малый Нарын. Они представляют собой древний меланократовый фундамент, выдвинутый в верхние горизонты земной коры. Относительно более молодой по отношению к меланократовому фундаменту представляется толща Куйлю, слагающая ядро Сарыджазского антиклинория. Эта толща представлена амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. Т. А. Додоновой среди них установлены реликтовые участки метадиабазов, что указывает на происхождение толщи за счет метаморфизма основных вулканитов, вероятно, представляющих верхний член офиолитовой ассоциации, подвергшийся метаморфизму в амфиболитовой фации. Видимая мощность толщи Куйлю превышает 3000 м. Радиологический возраст прорывающих гранитоидов — 840—970 млн. лет [3] указывает на ее доверхнерифейский возраст.

В хр. Акшийряк-восточный на размытой поверхности гранитоидов, прорывающих толщу Куйлю, залегает свита Большого Нарына, представленная липаритовыми порфирами и их туфами с редкими горизонтами филлитовидных сланцев и мраморизованных известняков. Мощ-

ность свиты превышает 1500 м. Положение свиты между гранитоидами с возрастом около 1 млрд. лет и вышележащими терригенными отложениями венда позволяет датировать ее поздним рифеем (рис. 2, VIθ).

Вышележащий комплекс отложений в одних случаях (Сарыджаз) расположен непосредственно на гранитизированных меланократовых породах толщи Куйлю, в других — на кислых вулканитах свиты Большого Нарына. Он объединяет в себе осадки венда — нижнего палеозоя, общая мощность которых колеблется от 2000 до 3000 м. Нижняя, вендская, его часть представлена тиллитоподобными конгломератами, разделенными на две толщи горизонтами глинистых сланцев, алевролитов, песчаников с прослоями известняков и доломитов.

Кембрийские — нижнеордовикские отложения представлены углисто-кремнистыми, глинистыми сланцами, известняками и алевролитами. Разрез завершается песчано-сланцевыми флишоидными отложениями среднего — верхнего ордовика. Возраст кембро-ордовикских отложений охарактеризован находками трилобитов, граптолитов и брахиопод.

С угловым несогласием на средне- и верхнеордовикских песчаниках залегает среднепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс отложений. Его нижняя часть мощностью от 100 до 1000 м представлена полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами среднего и позднего девона. Верхняя часть сложена карбонатными, а местами терригенно-сланцево-карбонатными отложениями фаменского яруса верхнего девона и нижнего карбона, возраст которых обоснован обильными фаунистическими остатками. Мощность отложений варьирует от нескольких сот метров до 2,5 км. Формационный состав отложений венда, нижнего и среднего палеозоя указывает на миогеосинклинальные условия осадконакопления в это время. В среднем и верхнем карбоне осадконакопление в Срединном Тянь-Шане происходило лишь в наложенных орогенных впадинах, в которых формировались красноцветные, чаще всего грубообломочные толщи континентального облика.

**Таласо-Каратауская зона** от Срединного Тянь-Шаня отличается мощным (более 7000 м) флишоидным разрезом рифейско-вендских отложений, а также отсутствием карбонатных и терригенно-карбонатных осадков среднего палеозоя (рис. 2, Iв). Разрез этой зоны начинается толщей, представленной внизу переслаиванием филлитовидных сланцев и алевролитов (1600 м), а сверху — филлитизированными глинистыми сланцами с прослоями алевритистых песчаников (1500 м). Данные о возрасте отсутствуют. Условно толщи относятся к нижнему — среднему рифею. Верхнерифейские и вендские отложения разделяются на две серии, возраст которых обоснован сборами остатков строматолитов и микрофитолитов [5]. Верхнерифейская серия залегает с разрывом на подстилающих отложениях. Она сложена глинистыми и известково-глинистыми сланцами, с песчаниками, пелитоморфными известняками с преобладанием карбонатных пород во второй половине разреза. Мощность серии до 2,5 км.

Верхнерифейско-вендская серия начинается горизонтом полимиктовых конгломератов и гравелитов. Выше наблюдается переслаивание глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с тонкими прослойками пелитоморфных известняков. В верхней части разреза появляются горизонты кремнистых сланцев и туфы кислого и среднего состава (1750 м). На рифейско-вендских отложениях по резкому контакту налегает горизонт черных фосфатизированных сланцев, сменяющихся вверх по разрезу известняками и доломитами, возраст которых установлен по остаткам кембрийских и нижнеордовикских трилобитов, брахиопод и наутилоидей. Мощность этих известняков достигает 1500 м. Разрез нижнепалеозойских отложений венчается ниже- и среднеордовикской толщей глинистых сланцев с прослоями песчаников и алевролитов.

Отдельные крупные фрагменты разрезов отложений, сходных по строению и составу с разрезами описанных выше верхнерифейских и рифейско-вендских отложений, установлены в тектонических блоках вдоль южной границы офиолитовой зоны в хребтах Капкатас и Байдулы. Это сходство подчеркивается собранным М. Д. Гесем в 1978 г. остатками микрофитолитов, среди которых Б. Ш. Клинггер определила *Osagia cf aculeata* Z. Zhur., *Asterosphaeroides* sp., *Rodiosus* sp., *Volvatella* sp., характерных для верхнего рифея. Эти данные позволяют предполагать, что Таласо-Каратауская зона продолжалась и дальше к востоку, окаймляя с севера зону Срединного Тянь-Шаня (см. рис. 1). Формационный состав рифейских отложений соответствует осадкам шельфа и подводного склона.

### ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Зона сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня также сформировалась на меланократовом фундаменте, фрагменты которого по продольным надвигам выведены на поверхность в тектонических блоках с ненарушенным разрезом или в серпентинитовом меланже. В первом варианте можно наблюдать, что меланократовый фундамент (гипербазиты и габброиды) подстилает вулканогенные толщи основного состава, во втором — компоненты серпентинитового меланжа представлены породами фундамента и его вулканогенной покрывки. Наиболее крупные выходы ненарушенного меланократового фундамента обнажаются в западной части Кыргызского хребта, а также в хребтах Кавактау (р. Кара-Киче), Сонкультау, Кара-Джорго и в районе перевала Чонашу в восточной части хр. Терской-Алатау. В строении разреза в одних местах ведущую роль играют метасоматические габбро, амфиболиты, включающие различных размеров реликты серпентинитов, в других — преобладают серпентиниты, а габброиды и амфиболиты образуют среди них расплывчатые участки.

В западной части Кыргызского хребта в бассейнах рек Кара-Арча и Кичи-Каинды гипербазит-габбровый комплекс обнажается узкой полосой субмеридионального направления (Кара-Арчинский блок). Все исследователи принимали его за интрузию габбро-диоритового состава. Нами [7] была показана ошибочность такого представления, так как в этом комплексе отсутствуют диориты и установлены гипербазиты, переходящие через промежуточные разновидности в полосчатые такситовые габброиды и амфиболиты. Гипербазиты представлены серпентинитами, слагающими линзовидные полосы и неправильной формы участки среди полосчатых габбро. Размеры этих участков колеблются от сантиметров до десятков и более метров. Встречаются тела лиственитов и гранатовых амфиболитов. Сходное с Кара-Арчинским блоком строение меланократового фундамента установлено авторами в хребтах Сонкультау, Караджорго, в районе пер. Чонашу в восточной части хр. Терской-Алатау. Для всех них характерно преобладание полосчатых такситовых метасоматических габброидов и амфиболитов, содержащих реликты ультрабазитов. Более широкое развитие последних можно наблюдать на северном склоне хр. Кавактау, в долине р. Кара-Киче. Здесь в наиболее глубоком врезе долины обнажается узкая (до 0,5 км) пластина серпентинитов, протягивающаяся на несколько километров вдоль субширотного надвига, отделяющего зону сочленения от зоны Северного Тянь-Шаня. Отдельными пятнами различных размеров по серпентинитам развита пироксенизация, амфиболитизация, а также появляется новообразованный плагиоклаз, в результате чего образуются тела метасоматических пироксенитов, горнблендитов и такситовых габброидных пород. Последние наиболее широко представлены в западной, гипсометрически наиболее высокой, части Кара-Кичинского блока, очевидно, указывая этим

на определенную стратификацию разреза, в низах которого преобладают гипербазиты, кверху постепенно замещающиеся такситовыми габброидными породами.

Как видно из краткого описания, принципиальные различия в строении и составе ненарушенного меланократового фундамента на различных участках зоны сочленения отсутствуют. Этот вывод подтверждается также и строением зон серпентинитового меланжа [4].

Химический состав гипербазитов обычен для этого типа пород. На диаграмме AFM (рис. 3) он попадает в ограниченную область, характерную для ультраосновных пород практически самых различных офиолитовых ассоциаций континентов и современных океанов. Габброидные породы и амфиболиты на этой диаграмме попадают в среднюю часть поля габбро, обнаруженных в современных океанах.

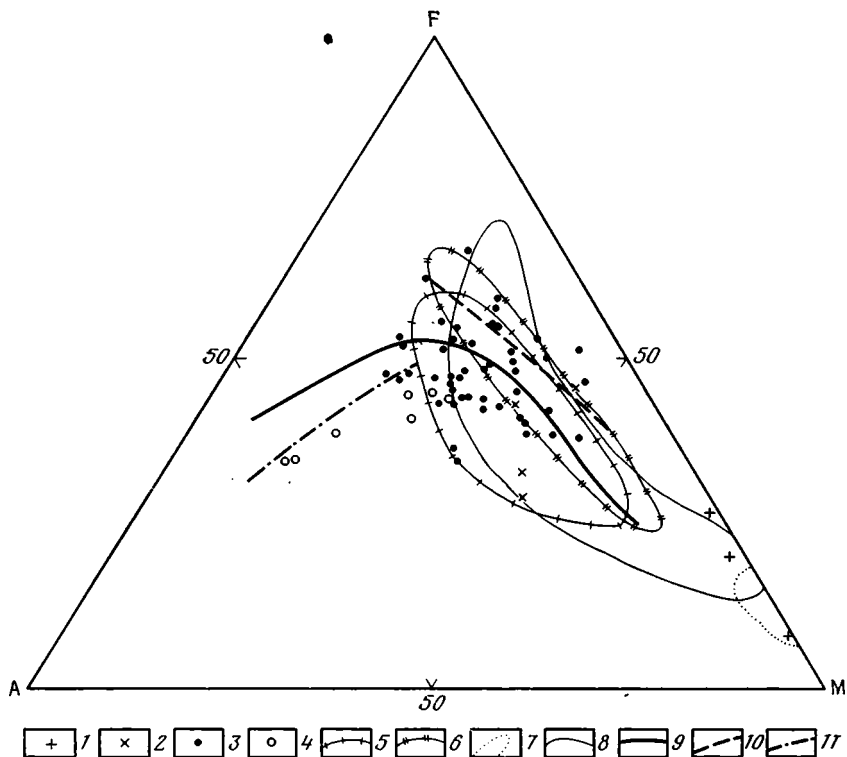


Рис. 3. Диаграммы AFM для пород офиолитовой ассоциации и андезито-базальтовой формации зоны сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня  
 1—2 — породы меланократового фундамента: 1 — серпентиниты, 2 — габбро-амфиболиты; 3 — породы кремнисто-диабазовой формации рифея; 4 — породы андезито-базальтовой формации венда — кембрия; 5—6 — вулканические породы дна океанов: 5 — комплекс нижних лав, 6 — комплекс верхних лав; 7—8 — породы меланократового фундамента океанов: 7 — гипербазиты, 8 — габбро; 9 — линии раздела толеитовых и щелочных серий; 10 — линия составов толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов; 11 — линия составов известково-щелочных серий островных дуг

Геосинклинальные отложения, подстилающиеся меланократовым фундаментом, в этой зоне включают породы от рифея и до среднего, а местами и верхнего ордовика. По формационному составу они подразделяются на два комплекса.

Первый комплекс включает в себя главным образом вулканогенные толщи основного состава, ассоциирующие с меланократовым фундаментом, являясь верхним членом офиолитовой ассоциации. Выходы вулканитов фрагментарно прослеживаются на всем протяжении офиолитовой

зоны. Эти толщи в разных частях зоны выделены в свиты; это ашутурукская свита в восточной части хр. Терской-Алатау, бельтепшинская — в хр. Каптакас, каракаттинская и ириторская — в Присонкулье и терекская — в западной части Киргизского хребта. По геологическим и немногочисленным радиологическим данным, а также по сходству строения и состава, все они, вероятно, находятся на одном стратиграфическом уровне и могут датироваться рифеем, возможно, верхним.

Стратиграфические соотношения основных эффузивов с меланократовым фундаментом в настоящее время установлены в разных частях офиолитовой зоны, в блоках, указанных выше. Все остальные выходы вулканитов от фундамента отделены зонами разломов, или вместе с его породами участвуют в строении серпентинитового меланжа (хр. Каракатты, южный склон Сусамырского хребта).

В западной части Киргизского хребта, в Кара-Арчинском блоке, на полосчатые габбро-амфиболиты без следов интрузивного воздействия стратиграфически налегают амфиболизированные диабазы и спилиты терекской свиты верхнего рифея. Полосчатость габброидных пород и сланцеватость метаэффузивов совпадают и падают на северо-восток под углом  $55^\circ$ , что свидетельствует о структурном единстве двух комплексов.

Сходные с Кара-Арчинским блоком взаимоотношения вулканогенной толщи с гипербазит-габбровым фундаментом наблюдаются и в восточной части зоны сочленения.

В хр. Кавактау, к востоку от р. Кара-Киче, Р. А. Максумовой и А. В. Коноводом (устное сообщение) в 1979 г. установлено налегание шаровых лав основного состава на серпентиниты с участками габброизации. В основании вулканогенной толщи присутствует горизонт осадочной кремнистой брекчии мощностью до 0,5 м. Обломки в брекчии близки по своему облику окремненным серпентинитам, участки которых встречаются среди ультрабазитов в долине р. Кара-Киче.

Все наблюдающиеся разрезы первого вулканического комплекса зоны сочленения (рис. 2, все разрезы под индексом Б) на всем ее протяжении (до 800 км) существенно не отличаются друг от друга. В их строении в различных комбинациях участвуют вулканогенные породы основного состава, часто миндалекаменные с шаровыми текстурами (диабазы, спилиты, стекловатые лавы и туфы основного состава), местами содержащие прослойки зеленовато-серых кремнистых и красных яшмовидных пород. Вулканогенные породы в разной степени подверглись зеленокаменным изменениям, а на некоторых участках (р. Кара-Арча, р. Кара-Киче, хр. Сонкультау, пер. Чонашу) метаморфизовались в зеленосланцевой фации. Зеленосланцевый метаморфизм проявился больше в тех районах, где присутствуют поздние гранитоидные образования.

Видимые мощности разрезов рифейских вулканогенных толщ достигают 3000 м, уменьшаясь в отдельных тектонических блоках до 900—1000 м.

Некоторые особенности химизма рифейских вулканитов выявляются при рассмотрении диаграммы АФМ (см. рис. 3), на которую нанесены анализы эффузивов вулканогенных свит (верхний член офиолитовой ассоциации). Из этой диаграммы видно, что большинство рассматриваемых пород соответствует комплексу нижних лав современных океанов. Появление среди них разновидностей пород с более высокой щелочностью (положение ниже линии раздела толеитовых и щелочных серий) связано с процессами метаморфизма, в частности довольно интенсивной альбитизацией.

Второй комплекс объединяет геосинклинальные отложения венда — ордовика, образующие ряд формаций переходной стадии: андезито-базальтовая вендско-кембрийская, верхнекембрийско-тремадокская и аренигская олистостромовые, средне- и верхнеордовикская флишоидная.

Вендско-кембрийские вулканогенные образования распространены фрагментарно в западной и центральной частях зоны сочленения, надстраивая разрезы нижних эффузивов, от которых они в большинстве случаев отделены разломами. Так, в Кара-Арчинском блоке (кара-арчинская свита в западной части Киргизского хребта) они с конгломератами в основании несогласно перекрывают рифейские вулканиты. В этом же районе (в долине р. Кара-Арча) в пластовых субвулканических телах в кара-арчинской свите присутствуют многочисленные остроугольные ксенолиты полосчатых метасоматических габброидов и серпентинитов. Вероятно, здесь вулканиты кара-арчинской свиты местами изливались непосредственно на тектонически обнаженный меланократовый фундамент. В противном случае они содержали бы и ксенолиты рифейских эффузивов.

Толща андезито-базальтов перекрывается в одних местах верхнекембрийско-тремадокскими олистостромами, в других — флишоидами среднего — верхнего ордовика. Приведенные возрастные соотношения позволяют датировать ее накопление в широких рамках — от венда до среднего кембрия.

В строении разрезов вендско-кембрийских вулканитов (рис. 2, разрезы 1б, IIIб, IVб) повсеместно участвуют лавы, лавобрекчии, туфолавы и туфы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, местами содержащие маломощные прослои кремнистых сланцев. К этому стратиграфическому интервалу, по-видимому, относится и толща туфоконгломератов и вулканомиктовых конгломератов с прослоями хлоритовых сланцев и редкими маломощными покровами андезито-базальтовых порфиритов, обнажающихся в хр. Капкатас, где она с размывом залегает на рифейских миндалекаменных спилитах и содержит в своем составе обломки последних.

Видимая мощность вендско-кембрийской вулканогенной толщи колеблется от 500 до 2000 м.

По химизму составы вендско-кембрийских вулканитов варьируют в пределах типовых (по Р. Дэли) составов андезито-базальта и андезита. В отличие от лав офиолитовой ассоциации они более известковистые, содержат относительно больше калия, менее метаморфизованы. На диаграмме АФМ (см. рис. 3) точки их составов группируются вдоль линии составов известково-щелочных серий островных дуг. Отмеченные особенности химизма, а также широкое развитие лаво- и пирокластических образований, указывающие на извержения центрального типа, свойственны вулканитам первичных островных дуг, имеющих в своем основании офиолитовый комплекс.

С вулканитами вендско-нижнекембрийской андезито-базальтовой формации в центральном отрезке зоны сочленения пространственно сближены верхнекембрийско-тремадокские олистостромовые образования, ограниченные в двух продольных тектонических блоках в Присонкулье. Олистостромовая формация представлена так называемой караджоргинской свитой, образованной переслаиванием средне- и мелкозернистых терригенных пород, содержащих горизонты и неправильной формы линзы олистостромовых хаотичных брекчий. В песчано-алевритовую несортированную матрицу погружены олистолиты известняков, кремнистых сланцев, мелкозернистых полимиктовых песчаников и редко полосчатых алевролитов. Размеры олистолитов колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Кроме них в хр. Кара-Джорго в этой свите присутствуют удлиненные олистоплаки известняков размером до 600×250 м. В олистостромовых телах встречаются обрывки подстилающих пород, а под подошвой крупных олистолитов и олистоплак наблюдается гофрировка слоев этих отложений и внедрение алевритового осадка в трещины в олистостромах, что указывает на выпихивание телами олистостромов и отдельными олистолитами еще не полно-

стью консолидированных осадков. Видимая мощность олистостромовой толщи достигает 2000 м.

Время формирования олистостромовой толщи определяется находками ископаемой фауны. Л. Н. Орлов и В. И. Гончарова в олистоплаках известняков собрали трилобиты среднего и низов верхнего кембрия, а в осадках матрицы найден трилобит *Hysteroleonus sp.*, встречающийся в отложениях верхнего кембрия — тремадока. Известняки среднего кембрия — нижнего ордовика с фауной трилобитов установлены в Срединном Тянь-Шане. Их олистолиты, а тем более олистоплаки, в бассейн терригенного осадконакопления могли поступать лишь при разрушении фронтальной части тектонического покрова, двигавшегося из Срединного Тянь-Шаня.

Олистостромообразование продолжалось и в раннем арениге. Олистостром этого возраста приурочен к основанию комплекса ордовикских флишоидных отложений в центральной части зоны сочленения. По своему строению он сходен с предшествующим олистостромом, от которого отделен несогласием или разломами. Различие между ними заключается в присутствии кроме олистолитов известняков окатанной гальки гнейсовидных кварцевых диоритов и порфиритов, а также в более грубозернистой матрице, содержащей значительное количество кварцевого кластического материала. Это указывает на разные источники поступления обломочного материала в бассейн осадконакопления: кроме олистолитов и олистоплак известняков, имеющих своим источником все тот же покров, двигавшийся со Срединного Тянь-Шаня, поступал материал и из размывавшихся поднятий в самой зоне сочленения (кварцевые диориты, порфириты). В олистолитах и олистоплаках известняков собраны остатки трилобитов среднего кембрия и ордовикских брахиопод, в надолистостромовой толще содержатся граптолиты, характерные для верхней части аренига и нижнего лланвирна.

Разрез флишоидной толщи, расположенной выше олистострома, включает в себя осадки верхов аренига, лланвирна, лландейло, а местами также карадока и низов верхнего ордовика. Эти отложения в крупных тектонических блоках и пластинах с перерывами прослеживаются от западной части Кыргызского хребта в Присонкулье, и далее в хребты Байдулы и Капкатас. На подавляющей части этой территории они представлены флишоидным переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов, реже глинистых сланцев, известняков и гравелитов. На южном склоне Сусамырского хребта в этой толще появляются покровы андезитовых порфиритов. Мощность флишоидных ордовикских отложений колеблется от 2000 до 3000 м.

После длительного перерыва в осадконакоплении в одних местах с девона, а повсеместно с раннего карбона в континентальных прогибах на различных толщах геосинклинального комплекса и меланократовом фундаменте, выведенном на поверхность по глубинным надвигам, происходило накопление красноцветных обломочных толщ. Разрезы нижне- и среднедевонских отложений, известные лишь в западной части зоны (Сусамырский хребет), содержат в своем составе покровы кислых вулканитов мощностью до 0,5—0,6 км (см. рис. 2, разрез 11б).

Таким образом, строение офиолитовой зоны коренным образом отличается от строения Северного, Срединного Тянь-Шаня и Таласо-Кара-тауской зоны. Эти различия сохраняются в проявлении гранитоидного магматизма, приводящего к становлению гранитно-метаморфического слоя континентальной коры.

### ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

В Северном и Срединном Тянь-Шане и в зоне их сочленения выделяется несколько этапов гранитообразования, различающихся по времени

проявления, отношению к стадиям тектонического развития и составу продуктов этого процесса.

Начало гранитообразования выразилось в плагиогранитизации пород меланократового фундамента и его осадочно-вулканогенной покрывки. Этот процесс развивался постепенно — от метасоматической переработки пород офиолитовой ассоциации и до полного магматического замещения с образованием небольших конкордантных массивов диорит-плагиогранитной формации.

В Северном Тянь-Шане плагиогранитизация проявилась в раннем рифее образованием мигматитов и тел гнейсов плагиогранитного состава. Неравномерное проявление плагиогранитизации привело к зарождению разрозненных участков гранитно-метаморфического слоя, которые уже к началу среднего рифея выступали в качестве островных поднятий (Макбальское, Сарыторское).

В Срединном Тянь-Шане проявлениям процессов плагиогранитизации обязана фельдшпатизация и плагиомигматизация амфиболитовой толщи Куйлю. Радиологические определения указывают на позднерифейское время их образования [3]. В зоне сочленения плагиогранитизация проявилась также после формирования вулканического члена офиолитовой ассоциации. Однако это произошло только в позднем рифее — венде. В это время сформировались небольшие массивы гнейсовидных кварцевых диоритов и тоналитов, имеющие все признаки образования путем магматического замещения. Из них наиболее типичен Сонкультауский массив, обнажающийся в хр. Сонкультау. Среди гнейсовидных кварцевых диоритов и тоналитов Сонкультауского массива часто встречаются в разной степени плагиогранитизированные скиалиты габбро-амфиболитов и амфиболитизированных диабазов. Наиболее характерной особенностью химизма гранитоидов первого этапа является их существенно натровый характер и повышенная основность по сравнению с типовыми представителями плагиогранитной формации.

Следующий этап гранитообразования характерен формированием крупных гранитоидных массивов, первичный плагиогранитный состав которых при более поздних процессах калишпатизации неравномерно изменялся до состава гранодиоритов и гранитов. В Северном Тянь-Шане это Караджилгинский, Кызылташский и Береговской массивы. Все три массива конкордантно локализованы в кенкольской серии среднего рифея и имеют возраст от 1,1 до 1,3 млрд. лет. В Срединном Тянь-Шане второй этап гранитообразования представлен крупным (до 750 км<sup>2</sup>) Сарыджазским гранитоидным массивом, вытянутым по простиранию складчатой структуры толщи Куйлю. Радиологические определения возраста калий-аргоновым методом дали цифру 970 млн. лет. Массив сложен гранодиоритами, постепенно сменяющимися в центральной части его гранитами. Среди этих пород Т. А. Додоновой установлены многочисленные реликты пород плагиогранитного состава. Интенсивная калишпатизация, очевидно, связана с внедрением мелких тел и даек калиевых гранитов, радиологический возраст которых составляет  $715 \pm 20$  млн. лет. К этому же этапу гранитообразования относится более поздний, однако близкий по составу Оттукский массив, вытянутый субпараллельно Сарыджазскому. Данные радиологического возраста 665 млн. лет позволяют датировать его вендом — кембрием. В зоне сочленения второй этап гранитообразования наиболее ярко представляет Чильский гранитоидный массив, обнажающийся на северном склоне хр. Кавактау. Он имеет форму крупного плитообразного тела северо-восточного простирания размером  $65 \times 6$  км, локализовавшегося субпараллельно основной складчатой структуре. Массив внедрился главным образом в зону сочленения и в краевую часть Северного Тянь-Шаня. Радиологический возраст чильских гранитоидов по биотиту 460—530 млн. лет. Аналогичное тектоническое и возрастное положение занимают Каиндинский, Алмалинский и



Тавалыкский массивы. Они расположены или в офиолитовой зоне, или на ее границах с Северным Тянь-Шанем. Типичный представитель этой группы массивов — Чильский. Специальные петрографические исследования, проведенные Т. А. Додоновой, показали, что гранодиориты и граниты Чильского массива и его аналогов являются интенсивно калишпатизированными тоналитами и плагиогранитами. Учитывая погружение массивов в сторону Северного Тянь-Шаня, можно предполагать, что источником калийсодержащих эманаций могла быть уже в значительной степени гранитизированная земная кора Северного Тянь-Шаня.

Гранитообразование третьего этапа проявилось в позднем ордовике — силуре и было общим для Северного Тянь-Шаня и зоны сочленения. Гранитоидами этого этапа интродированы все рифейско-нижнепалеозойские стратиграфические и гранитоидные комплексы, галька их присутствует в нижнедевонской молассе. Определение радиологического возраста рассматриваемых гранитоидов дало среднее значение 450—465 млн. лет по биотиту и амфиболу. Среди верхнеордовикских гранитоидов преобладают гранодиориты, меньше развиты граниты. Своим формированием они обязаны нескольким взаимосвязанным процессам гранитизации: от метасоматического и магматического замещения пород субстрата до магматического внедрения. Силурийские гранитоиды распространены обычно в пределах крупных верхнеордовикских массивов, образуя отдельные штоки, сложенные лейкократовыми биотитовыми и аляскитовыми гранитами. Радиологическое определение возраста по биотиту показало цифры в пределах 404—448 млн. лет. Внедрение силурийских калиевых гранитов в основном завершило формирование континентальной земной коры Северного Тянь-Шаня и зоны сочленения.

В отличие от Северного Тянь-Шаня в Срединном ниже- и среднепалеозойское время было амагматичным. Гранитообразование третьего (основного) этапа происходило здесь в среднем карбоне. В это время в отложения нижнего карбона внедрились сиенито-диориты, габбро-сиениты и габбро Акташского интрузива (312 млн. лет), прорванные гранодиоритами крупного (300 км<sup>2</sup>) Сокнульского массива (310 млн. лет). Всем им свойственна повышенная щелочность за счет калия.

Таким образом, в рассмотренных выше процессах гранитообразования ясно намечаются некоторые закономерности направленного формирования гранитно-метаморфического слоя и континентальной коры в целом. Они заключаются в длительности гранитообразования, возникновения первых гранитоидов метасоматическим путем, сменившимся становлением крупных массивов посредством магматического замещения и внедрения расплавов, постепенным расширением ареалов гранитообразования с захватом все новых негранитизированных участков, в том числе зоны сочленения, и направленной смене ведущей роли натрия в первых к преобладанию калия в завершающих продуктах процесса.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Сравнение геологических разрезов Северного, Срединного Тянь-Шаня и разделяющей их офиолитовой зоны выявляет определенную последовательность в образовании осадочных и вулканогенных формаций, различающихся лишь по возрасту. Основание разрезов в этих зонах сложено породами меланократового фундамента — ультрабазитами и габбро, выше которых залегают в разной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения раннего, среднего и позднего рифея, сходные с аналогичными образованиями краевых морей и срединно-океанических хребтов современных океанов. Петрохимический состав основных эффузивов в офиолитовой зоне и их метаморфизованных аналогов в Северном (киризская серия) и Срединном Тянь-Шане (толща Куйлю) соот-

ветствуют первичным толеитовым базальтам. При наличии меланократового фундамента это дает основание считать, что в этих структурных зонах Тянь-Шаня в дорифейское время существовала океаническая кора, лишенная гранитно-метаморфического слоя. Разный возраст эвгеосинклинальных вулканитов свидетельствует о неодновременности вовлечения этих зон в геосинклиальный процесс.

Аналогичный вывод вытекает и из анализа гранитоидного магматизма. В проявлении процессов гранитообразования видна определенная закономерность, отражающая направленное формирование гранитно-метаморфических слоев в этих зонах Тянь-Шаня. Первые гранитоиды всюду имеют плагиогранитный состав. В Северном Тянь-Шане (Макбальский блок) они локализованы среди пород киргизской серии, что косвенно указывает на их раннерифейский возраст. Толща Куйлю в Срединном Тянь-Шане гранитизирована в среднем рифее, а вулканогенно-кремнистые образования офиолитовой зоны — лишь в позднем рифее — венде. Следующие поколения гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации в Северном Тянь-Шане имеют среднерифейский возраст, в Срединном — поздний рифей — вендский, а в офиолитовой зоне — раннепалеозойский. В результате ранне- и среднерифейского гранитообразования возникли участки гранитно-метаморфического слоя в Киргизском и Сукеском хребтах Северного Тянь-Шаня и в Сарыджазе Срединного. В этой связи офиолитовую зону логично считать океанический структурной типа окраинного моря, отделившегося от Южно-Тянь-Шаньского океана в связи с возникновением в среднем рифее блока континентальной коры на месте Срединного Тянь-Шаня. В позднем рифее здесь уже сформировались комплексы — показатели зрелой континентальной коры — вулканоплутоническая формация свиты Большого Нарына.

Офиолитовая зона в позднем рифее и палеозое развивалась как типичная эвгеосинклиналь. Основной вулканизм ранней стадии геосинклиального режима сменился в венде и раннем кембрии андезитобазальтовым с сопутствующими граувакковой и глинисто-сланцевой формациями переходной стадии. Средний кембрий — аренг ознаменовался образованием олистостром, а в среднем — верхнем ордовике сформировалась флишоидная толща. Появление олистостром и серпентинитового меланжа указывает на начало закрытия океанической структуры и тектоническое сближение Северного и Срединного Тянь-Шаня. Состав олистолитов и обломков в меланже с фаунистическими остатками вендских и кембрийских отложений, развитых в Срединном Тянь-Шане прямо указывает на северное движение масс. Последовавшее за тектоническим скучиванием гранитообразование привело в конце ордовика и силуре к становлению «гранитного» слоя и в зоне сочленения. Эта зона оставалась тектонически активной в среднем и позднем палеозое. На проявление мощных тектонических движений в конце среднего палеозоя указывал еще В. А. Николаев [11].

В свете новых данных о строении зоны сочленения заслуживает обсуждения тектоническое положение и природа Таласо-Каратауской зоны. Ширина этой зоны на западе порядка 80 км. В районе оз. Сонкуль зона тектонически выклинивается, и дальше на восток небольшие фрагменты ее разреза прослеживаются до р. Арчалы. Выклинивание Таласо-Каратауской зоны следует связывать с тектоническим перекрытием ее структурами Срединного Тянь-Шаня, на что указывает южное падение надвиговых плоскостей на всем протяжении от оз. Сонкуль до перевала Чонашу. В современной структуре эта зона с юга ограничивает область развития офиолитовых разрезов. Типичный миоггеосинклиальный формационный состав средне- и особенно верхнерифейских отложений с аркозовыми песчаниками, видимо, указывает на их образование в условиях шельфового моря на краю формирующегося Срединно-Тянь-Шаньского массива. Подобные же отложения и того же возраста огра-

ничивают офиолитовую зону с севера, и их также следует считать шельфовыми образованиями, но уже Северо-Тянь-Шаньского блока континентальной коры.

Итак, историко-геологический анализ развития зоны сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня приводит к выводу о том, что еще в позднем рифее здесь существовало окраинное море с океанической корой. На всем протяжении в пределах зоны отсутствуют грабеновые фации, характерные для структур рифтогенного типа.

#### Литература

1. *Алексин Ю. А.* Стратиграфия и метаморфизм древних толщ Макбальского поднятия.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 113—116.
2. *Бакиров А. Б., Осмонбетов К. О.* Гранитный слой и формирование континентальной коры Тянь-Шаня.— В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во Уральск. политехн. ин-та, 1979, с. 21—29.
3. Геология СССР. Т. XXV. Ч. 1. Киргизская ССР. Недра, 1972; М., с. 38—84.
4. *Гесь М. Д., Королев В. Г.* Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Присонкулье).— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 675—678.
5. *Королев В. Г.* К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3. Фрунзе: Изд-во АН Кирг. ССР, 1962, с. 3—24.
6. *Королев В. Г., Крылов И. Н.* К стратиграфии докембрия Северного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6, с. 1334—1336.
7. *Макарычев Г. И.* Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. Вып. 318. М.: Наука, 1978, с. 196.
8. *Макарычев Г. И.* Тектоника докембрия западной части Киргизского хребта.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 1, с. 18—27.
9. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез и геосинклиальный процесс.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 4, с. 28—40.
10. *Милановский Е. Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 3—15.
11. *Николаев В. А.* О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Зап. Всерос. минералог. о-ва, 1933, № 2, с. 85—93.
12. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
13. *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.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—26.
14. *Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 83—94.
15. *Разбойников А. Г.* Выделение байкальской Учкушой — Ортотауской структурно-фациальной подзоны (Северный Тянь-Шань).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 7, с. 117—125.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
16.VI.1980

УДК 551.242.3(479.25)

АРЗУМАНЯН С. К.

**СТРУКТУРА АРАКСИНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ  
(АРМЯНСКАЯ ССР И НАХИЧЕВАНСКАЯ АССР)**

На основании данных буровых и геофизических работ выделены структурные зоны кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний, придающих Араксинской межгорной впадине структурную зональность, которая в конечном счете обусловлена как составом слагающих пород этих зон, так и продольными и поперечными разломами. Отмечаются различные соотношения между структурными планами гипсоносной, пестроцветной и разданской свит.

Араксинская межгорная впадина как индивидуальный структурный элемент оформилась лишь в заключительную, орогенную стадию развития альпийской геосинклинали в позднеолигоценно-миоценовое время [4].

Заполнена она альпийским орогенным подкомплексом, в составе которого выделяются образования пестроцветной, гипсоносной-соленосной и разданской свит, возраст которых соответственно определяется как верхнеолигоценно-гельветский, тарханско-караганский и конкско-сарматский. Образования этих свит несогласно перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами плиоцен-четвертичного возраста. Суммарная мощность верхнеолигоценно-миоценовых образований достигает 3000—3500 м.

Рассматриваемые образования несогласно залегают на различных горизонтах верхнего протерозоя — палеозоя, мезозоя, палеоцена, эоцена и нижнего — среднего олигоцена.

Границы рассматриваемой межгорной впадины по контурам плиоцен-четвертичных вулканогенных пород более обширны, чем по контурам миоценовых отложений.

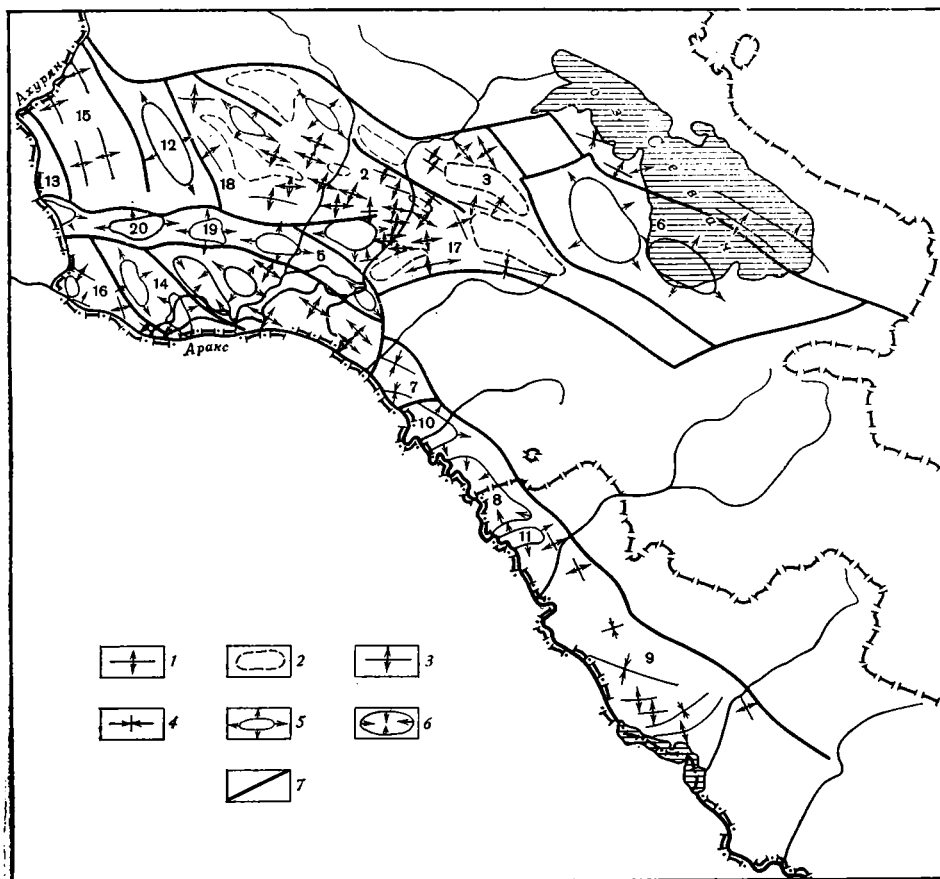
В границах, совпадающих с контурами развития верхнеолигоценно-миоценовых образований, Араксинская межгорная впадина имеет довольно извилистые очертания и срезает разновозрастные и разнотипные структурные элементы Малого Кавказа, что подчеркивает ее наложенный характер.

В пределах Араксинской межгорной впадины структуры, образованные альпийским орогенным подкомплексом, прослеживаются в кавказском, антикавказском и субмеридиональном направлениях (см. рисунок). При этом структуры кавказского простирания расположены в центральной части, а антикавказского и субмеридионального — находятся соответственно в юго-восточной и в западной частях рассматриваемой межгорной впадины.

В центральной части Араксинской впадины с юга на север выделяются Масисский, Абовянский (Приереванский), Фонтанский, Севанский прогибы и Агавнатун-Енгиджинское, Атис-Джрабер-Южноарарлерское, Мартуни-Гехаркуникское поднятия, которые прослеживаются в кавказском направлении. Эти структуры ограничиваются крупными разломами.

Масисский, Абовянский, Фонтанский прогибы заполнены галогенными отложениями, структура которых осложнена соляной тектоникой. Структуры, созданные соляной тектоникой, ориентированы в кавказском направлении [2]. Среди них выделяются соляные антиклинали, куполовидные и штоковидные тела.

Как отмечено выше, структуры кавказского простираения отделяются друг от друга разломами. Северо-восточный борт Агавнатун-Енгиджинского горстового поднятия по сравнению с юго-западным бортом более



Карта структурной зональности Аракской межгорной впадины

1 — соляные антиклинали; 2 — зоны развития соляных куполовидных и штоковидных тел; 3 — антиклинали; 4 — синклинали; 5 — поднятия; 6 — прогибы; 7 — разломы. Цифрами обозначены: *структуры кавказского простираения*: 1—4 — прогибы: 1 — Масисский, 2 — Абовянский, 3 — Фонтанский, 4 — Севанский; 5—6 — поднятия: 5 — Агавнатун-Енгиджинское, 6 — Мартуни-Гехаркунинское. *Структуры антикавказского простираения*: 7—9 — прогибы: 7 — Арташатский, 8 — Суренаван-Садаракский, 9 — Нахичеванский; 10, 11 — поднятия: 10 — Хорвирап-Сарипапское, 11 — Дагнинское. *Структуры субмеридионального простираения*: 12—14 — поднятия: 12 — Мастаринское, 13 — Анийское, 14 — Бамбакшат-Кармрашенское; 15, 16 — прогибы: 15 — Артенийский, 16 — Нижнеахурянский. *Проникающие структуры*: 17, 18 — антиклинали: 17 — Арамусская, 18 — Агагчинская; 19, 20 — поднятия: 19 — Шамирамское, 20 — Восточнокаракертское

пологий, и породы эоценово-среднеолигоценового возраста падают под углом 20—30°, создавая впечатление пологой моноклинали. Однако эта моноклираль осложнена поперечными и продольными поднятиями и прогибами, которые соответствуют морфологическим элементам поверхности древних метаморфических пород, погружающихся под Абовян-

ский прогиб. В свою очередь, эти продольные и поперечные поднятия и прогибы осложнены локальными поднятиями, антиклиналями и синклиналями.

В пределах моноклинали выделяются Южногвардское поднятие, Кошская, Давташенская антиклинали и разделяющие их синклинали. В пределах этих синклинальных структур образовались Разданская и Арамусская соляные антиклинали, которые прослеживаются в северо-восточном направлении.

Структуры антикавказского простираня расположены в юго-восточной части исследуемой области. К рассматриваемым структурам относятся Арташатский, Суренаван-Садаракский и Нахичеванский прогибы. Прогибы, осложняющие эти структуры, также ориентированы в антикавказском направлении. Так, например, Арташатский прогиб состоит из Мхчянской и Даларской синклиналей, которые простираются в антикавказском направлении. В Нахичеванском прогибе выделяются Хокская, Кврагская, Бююкдузская антиклинали и разделяющие их синклинали, которые также прослеживаются в антикавказском направлении [1].

Нахичеванский и Суренаван-Садаракский прогибы отделены от Урц-Айюцзорского антиклинория Норашенским пологопадающим разломом. К юго-западу от этого разлома выделяются продольные и поперечные поднятия и прогибы, которые соответствуют морфологическим элементам поверхности средне- и верхнепалеозойских и триасовых образований, погружающихся под Нахичеванский прогиб.

Эти поднятия представлены антиклинальными структурами, среди которых выделяются Яйджинская, Ахуринская, Западноазнабюртская и Саласузская. Первые две и четвертая антиклинали простираются в кавказском направлении, а третья — в антикавказском.

Структуры субмеридионального простираня, как отмечено выше, распространены в западной части исследуемой области.

К числу рассматриваемых структур относятся Мастаринское, Бамбакашат-Кармрашенское поднятия и Артенинский, Нижнеахурянский прогибы, которые разделяются крупными кулисообразно расположенными разломами. Структуры, осложняющие эти прогибы и поднятия, также прослеживаются в субмеридиональном направлении.

Так, например, Артенинский прогиб осложнен Багревандской, Восточнобагревандской, Артенинской и Восточноартенинской антиклиналями и разделяющими их синклиналями, прослеживающимися в субмеридиональном направлении. Бамбакашатское и Кармрашенское локальные поднятия, которые являются составными частями Бамбакашат-Кармрашенского поднятия, также прослеживаются в субмеридиональном направлении. В Нижнеахурянском прогибе выделяются Шахварутская, Бахчаларская и Багаранская антиклинальные структуры [3]. Кроме того, бурением обнаружены Опорненская и Беркашатская антиклинали. Беркашатская и Опорненская антиклинальные структуры прослеживаются в субмеридиональном направлении, а другие переходят в пределы Турции, и пространственное размещение их не установлено.

Складчатые структуры кавказского, антикавказского и субмеридионального простираня различаются также составом слагающих пород. Отложения тарханского, чокракского и караганского горизонтов в прогибах и на поднятиях кавказского простираня представлены мощным комплексом галогенных образований. Эти же галогенные образования в районах развития структур антикавказского простираня представлены в основном песчано-глинистыми отложениями с пластиами и линзами каменной соли. В районах развития структур субмеридионального направления те же отложения в нижней части разреза представлены песчано-глинистыми породами, а в верхней — каменной солью.

Существуют различия между ними и по характеру основания. Основание зоны развития структур кавказского простириания состоит из пород альпийского геосинклинального подкомплекса, который представлен туфогенными, песчано-глинистыми и карбонатными породами. Основание зоны распространения структур субмеридионального простириания также сложено из пород этого геосинклинального подкомплекса, но в его разрезе определенное место занимают вулканогенные породы. В отличие от этого основание зоны развития структур антикавказского простириания образовано платформенным или миогеосинклинальным комплексом пород герцинского этапа развития.

Структуры кавказского, антикавказского и субмеридионального простирианий разделены крупными разломами. Структуры кавказского простириания отделяются от структур субмеридионального простириания Армавирским и Базмабердским разломами, расположенными кулисообразно, а структуры антикавказского простириания отделяются от структур кавказского простириания Мхчанским и Джрвеж-Саранистским разломами.

Несмотря на существование между этими структурными зонами крупных разломов наблюдается переход, или, вернее, проникновение структур одной зоны в другую.

Структуры антикавказского направления проникают в зону развития структур кавказского простириания, а структуры последней пронизывают ряды структур субмеридионального простириания и наоборот. Однако проникновение структур из одной зоны в другую имеет ограниченный характер и отмечается лишь в соседних участках этих зон. Так, например, Арамусская соляная антиклиналь северо-восточного простириания расположена на юго-восточной краевой части Абовянского прогиба (Приереванский соленосный бассейн), вытанутого в целом в субширотном направлении. Эта антиклиналь здесь расположена рядом со структурами антикавказского простириания, но отделена от них Джрвеж-Саранистским разломом.

Аналогичное явление наблюдается у Агагчинской антиклинали, которая простирается в субмеридиональном направлении. Расположена она на западной окраине Абовянского прогиба и отделяется от Мастаринского поднятия субмеридионального простириания Базмабердским разломом.

То же самое отмечается и в структурах кавказского простириания. Например, Шамирамское и Восточнокаракертское поднятия, которые имеют субширотное простириание, расположены в зоне развития структур субмеридионального простириания и отделяются от них разломами.

Наряду с особенностями пространственного размещения структур выявлены характерные черты структурных элементов, осложняющие вертикальный разрез орогенного подкомплекса пород.

Отложения гипсоносно-соленосной свиты вниз по разрезу постепенно переходят к образованиям пестроцветной свиты, но, несмотря на это, структурные планы их не соответствуют друг другу. Галогенные отложения осложнены соляной тектоникой, а подстилающие их пестроцветные образования повторяют структурный план нижележащих пород.

Как отмечено выше, гипсоносно-соленосные образования в юго-восточной и западной частях исследуемой области представлены песчано-глинистыми отложениями, в разрезах которых галогенные отложения играют подчиненную роль. Эти песчано-глинистые образования также дислоцированы и собраны в складки, структурный план которых не соответствует структурному плану отложений пестроцветной свиты. На глубине эти структуры постепенно выполаживаются.

Структурные планы гипсоносно-соленосной и пестроцветной свит соответствуют друг другу лишь в структурах, ядра которых образованы мел-палеогеновыми отложениями.

Как уже было сказано, отложения гипсоносно-соленосной свиты трансгрессивно перекрываются образованиями разданской свиты. Несмотря на это обстоятельство, и те и другие дислоцированы в едином плане.

Обобщая изложенный фактический материал, можно отметить, что структурные зоны кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний придают Араксинской межгорной впадине структурную зональность, которая в конечном счете обусловлена как составом пород, слагающих эти зоны и их подстилающих, так и продольными и поперечными разломами.

Отмечаются различные соотношения между структурными планами гипсоносно-соленосной, пестроцветной и разданской свит.

Особенности пространственного размещения структур и соотношения между структурными планами пестроцветной, гипсоносно-соленосной и разданской свит имеют большое научное и практическое значение.

#### Литература

1. *Азизбеков Ш. А.* Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 502 с.
2. *Арзуманян С. К.* Новые данные о соляной тектонике Ереванского соленосного бассейна.— Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки, 1962, т. XV, № 2, с. 3—14.
3. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
4. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка)/*Габриелян А. А. и др.* Ереван: Митк, 1968. 70 с.

Ереванский государственный  
университет

Поступила в редакцию  
20.III.1980



УДК 551.242.3(571.56)

АРХИПОВ Ю. В., КЛИМАШ В. П., ПОПОВ Л. Н.,  
ТРУШЕЛЕВ А. М., ШАШКИНА И. А.**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БЫЛЫНЬИНСКОГО БЛОКА  
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АДЫЧА-ТАРЫНСКОГО РАЗЛОМА  
(ВЕРХНЕЕ ТЕЧЕНИЕ р. АДЫЧА)**

Описано геологическое строение Былынньинского блока, расположенного в центральной части Адыча-Тарынского разлома. Разлом разделяет две структурно-формационные зоны Верхояно-Колымской складчатой системы мезозойд. На основании изучения стратиграфии и литологии триасовых и юрских отложений показано различие в строении структурно-фациальных зон. Разделяющие их зоны разломов развивались вначале как надвиги, переходящие в раннем мелу в сдвиги, а позднее в взбросы и сбросы.

Адыча-Тарынский разлом (рис. 1) представляет собой крупную разрывную структуру Верхояно-Колымской складчатой системы. Это один из самых заметных линейментов системы протяженностью более 450 км уверенно опознается на космических телевизионных снимках, обычных аэрофотоматериалах и отчетливо устанавливается в геологической структуре по сгущению разрывных нарушений, положению кайнозойских впадин, при анализе размещения структурно-формационных зон Восточной Якутии и др. В то же время многие особенности геологического строения зоны разлома, контролирующей размещение некоторых месторождений полезных ископаемых, все еще остаются недостаточно раскрытыми, что и послужило поводом написания данной статьи.

В 1975—1978 гг. авторы изучали зону разлома в верхнем течении р. Адыча, в бассейнах ручьев Быинджа, Былынья, Бургали и др., где обнаружен ряд особенностей строения зоны разлома, которые могут быть распространены и на другие участки. Здесь впервые выявлен Былынньинский блок юрских отложений (рис. 2) в центральной части разлома. В эти же годы авторы имели возможность ознакомиться с особенностями строения зоны разлома в бассейнах рек Джолокаг, Нян-дельга, Полярник, Тордочан, Эльги и др.

Особенности литологического состава, мощностей, строения разрезов и состава ископаемых фаун верхнетриасовых и юрских отложений позволяют выделить в рассматриваемом районе две крупные структурно-формационные зоны (рис. 1, врезка б): к юго-западу от разлома — Дербек-Эльгинскую и к северо-востоку — Ниткан-Тобычанскую. Эти зоны входят в состав Яно-Колымской структурно-формационной области [7], протянувшейся с северо-запада (нижнее течение р. Яны) на юго-восток (верхнее течение р. Колыма) более чем на 1500 км. Рассматриваемые зоны граничат по Адыча-Тарынскому разлому, а в конкретном районе — по Былынньинскому блоку.

Площадные изменения литологического состава и мощностей триасовых и юрских отложений рассматриваемой территории и ее обрамления детально рассмотрены в работах последних лет [2, 3, 4, 5, 7, 13, и др.]. Все эти материалы убедительно свидетельствуют, что на месте Верхояно-Колымской складчатой области в позднем палеозое и мезозое существовала обширная миогеосинклинальная система типа неко-

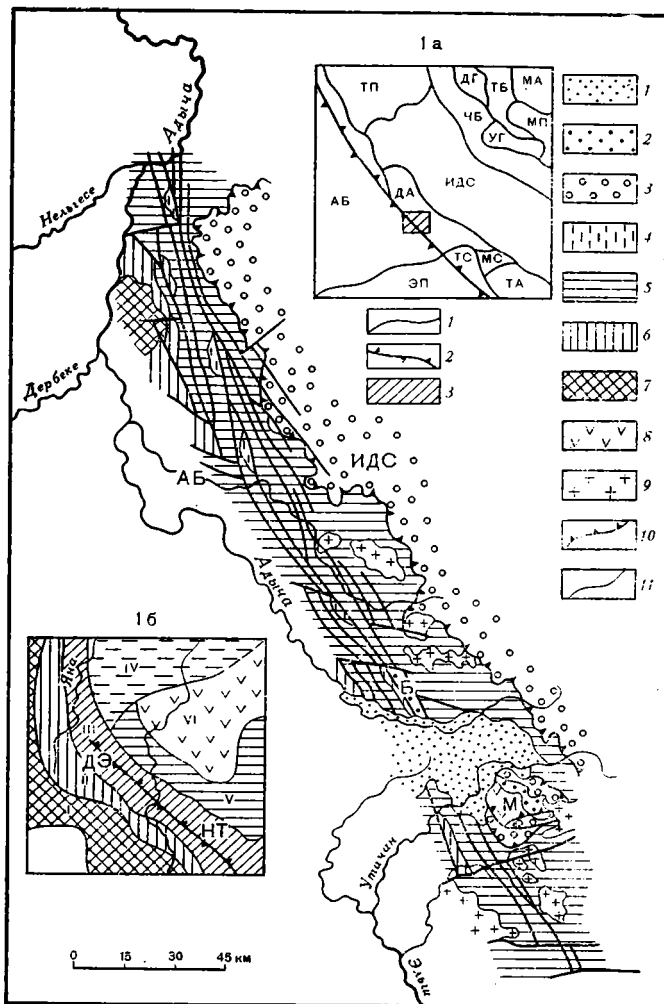


Рис. 1. Схема геологического строения северной части зоны Адыча-Тарынского разлома  
 1 — кайнозойские отложения Верхнеадычанской впадины, 2—7 — мезозойские терригенные отложения: 2 — верхнеюрские, 3 — среднеюрские, 4 — нижнеюрские, 5 — норийско-рэтские, 6 — карнийские, 7 — среднетриасовые; 8—9 — раннемеловые магматические образования: 8 — липариты Мунычанского субвулкана, 9 — массивы гранитоидов; 10—11 — разрывные нарушения: 10 — надвиги, 11 — взбросы и сдвиги.

АБ — Адычанский брахиантиклинорий, ИДС — Иньяли-Дебинский мегасинклиний,  
 Б — Быльнинский блок, М — Мунычанский субвулкан  
 Врезка а. Схема тектонического районирования территории (по Гусеву, 1979)

1 — границы структур, 2 — Адыча-Тарынский разлом, 3 — положение Быльнинского блока.

АБ — Адычанский брахиантиклинорий, ЭП — Эльгинское складчато-глыбовое поднятие, ТП — Тирехтяхское поперечное поднятие, ДА — Делакагский антиклинорий, ТС — Тарынский синклиний, МС — Мунычанская седловина, ТА — Тобычанский антиклинорий, ИДС — Иньяли-Дебинский мегасинклиний, ЧБ — Чималгинский блок Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория, ДГ — Догдинский грабен, УГ — Умбинский грабен, ТБ — Тас-Хаяхтахский блок, МП — Момский прогиб

Врезка б. Схема структурно-формационного районирования территории в триасовом периоде [7].

Структурно-формационные области: I — Верхоянская, II — Баки-Нельгехинская, III — Яно-Колымская (ДЭ — Дербеке-Эльгинская зона, НТ — Ниткан-Тобычанская зона), IV — Полоусненская, V — Омудевская, VI — Алазейская

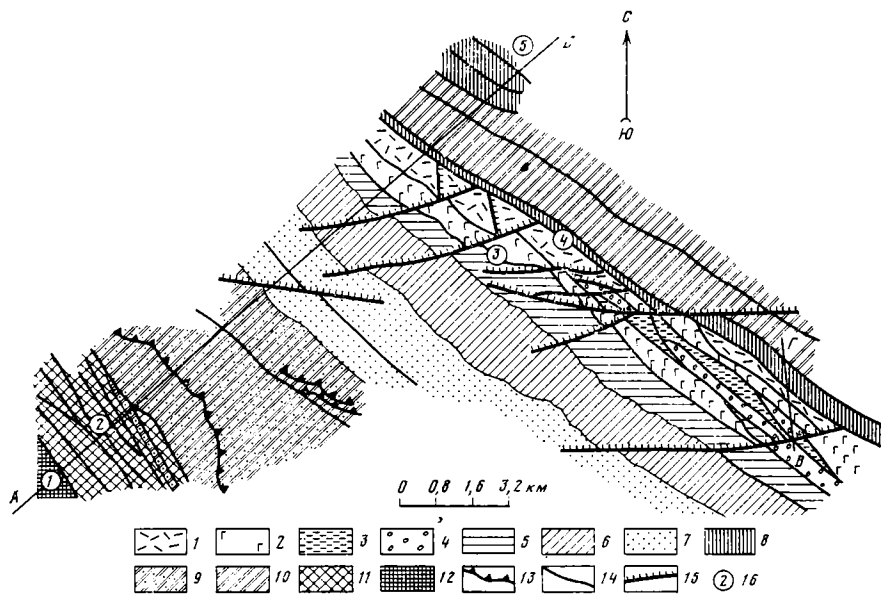


Рис. 2. Схема геологического строения Быльнинского блока  
 1—5 — юрские отложения: 1 — волжские (?), 2 — верхнекемериджские, 3 — нижнекемериджские, 4 — среднеюрские, 5 — нижнеюрские; 6—12 — триасовые отложения: 6 — верхненорийско-рэтские, 7 — верхненорийские алевролитопесчаникового состава, 8 — верхненорийские аргиллит-алевролитового состава, 9 — ниже- и средненорийские алевролитопесчаникового состава (ДЭЗ), 10 — ниже- и средненорийские аргиллит-алевролитового состава (НТЗ), 11 — нижненорийские, 12 — карнийские; 13—15 — разрывные нарушения: 13 — надвиги, 14 — взбросы, 15 — сдвиги; 16 — номера основных структур: 1 — Нижнебынджинская антиклиналь, 2 — Нижнебынджинские взбросы, 3 — Верхне-вечернинский взброс, 4 — Бургалинские взбросы, 5 — Быльнинская синклираль

торых окраинных морей (Охотское и др.) западной части Тихоокеанского пояса [14]. Адыча-Тарынский разлом приурочен к внутренней зоне многоэпизодной системы, отвечающей Яно-Колымской структурно-формационной области [7].

Наиболее древние осадочные образования верхнего течения р. Адыча представлены отложениями зоны *Sirenites yakutensis* карнийского яруса [7]. Они обнажены в нижнем течении руч. Бынджа, в их составе преобладают мелкозернистые алевролиты с маломощными слоями крупнозернистых разностей. Редки карбонатно-алевролитовые конкреции. Все породы зоны регионально метаморфизованы в средних ступенях зеленосланцевой фации, для них характерна насыщенность мелкими кристаллами пирита. Мощности карнийских отложений превышают 200 м.

Норийско-рэтские отложения верхнего течения р. Адыча расчленяются на все биозоны, известные в составе норийского и рэтского ярусов Северо-Востока Азии [7].

Самая нижняя из них, зона *Pinacoceras verchojanicum* в пределах Дербек-Эльгинской зоны сложена темно-серыми алевролитами и аргиллитами с карбонатно-алевролитовыми конкрециями, желваками пирита и марказита, многочисленными остатками аммоноидей и двустворок. Среди первых преобладают формы с гладкими раковинами, для тонкораковинных двустворок (доминируют галобии) характерно наличие большого числа раскрытых, реже сомкнутых двустворчатых экземпляров, практически не деформированных. В верхней части зоны отмечаются прослойки крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Остатки ископаемых фаун (только двустворки) в этой части разреза более редки. Мощности зоны определяются в 550—600 м. В верх-

нем течении р. Адыча в пределах Ниткан-Тобычанской зоны отложения рассматриваемой зоны не известны. Юго-восточнее (верхнее течение р. Эльги) отложения зоны отличаются высокой ролью песчаников, слагающих до 50% разрезов. Меняется при этом и состав ископаемых фаун: возрастает роль аммоноидей (сиренитиды) с большим числом спиралей бугорков и появляются иные экологические типы двустворок (палеотаксоноты и др.). Мощности отложений здесь не превышают 500 м.

Разрезы зоны *Otarigia ussuriensis* в Дербеке-Эльгинской зоне отличаются наибольшей пестротой литологического состава. В них чередуются алевролиты и песчаники, среди которых много прослоев конгломератов. Выделяются четыре толщи разного литологического состава. Нижняя сложена преимущественно крупнозернистыми алевролитами с прослоями песчаников, в ее верхней части чередуются песчаниковые и алевролитовые пачки мощностью 10—50 м, в которых зафиксированы прослой полимиктовых конгломератов и гравелитов. Остатки ископаемых фаун представлены исключительно двустворками (галобии и отапирии). Мощности толщи до 550 м. Вторая толща характеризуется преобладанием алевролитов, в ней отмечаются прослой аргиллитов, песчаников, реже гравелитов. Для всех пород свойственны многочисленные ходы илоядных. Среди большого числа остатков ископаемых фаун различаются двустворки (галобии, отапирии, пектениды и др.), реже аммоноидеи, наутилоидеи и брахиоподы. При этом часто обнаруживаются двустворчатые раковины двустворок хорошей сохранности. Мощности толщи около 600 м. Третья толща отличается чередованием песчаников и песчанистых алевролитов. В ее средней части выделяется пачка (около 100 м) алевролитов с прослоями песчаников, прослоями и линзами полимиктовых конгломератов. Состав ископаемых фаун в толще близок таковым нижележащих толщ зоны, но здесь появляются более толстостенные раковины двустворок и отмечаются линзы ракушняка (устричные палеобиоценозы). Мощность третьей толщи изменяется от 450 до 490 м. В верхней толще зоны наблюдаются мощные пачки песчаников (до 50—70 м), чередующиеся с маломощными пачками алевролитов. В пачках алевролитов постоянно отмечаются маломощные прослой песчаников. В песчаниках обычны прослой алевролитов, прослой и линзы полимиктовых конгломератов. В устричных палеобиоценозах толщи характерно появление многочисленных брахиопод. Мощности верхней, четвертой толщи зоны *Otarigia ussuriensis* достигают 500 м. Суммарные мощности превышают 2000 м. Очень показательно наличие во всех породах зоны (включая аргиллиты и алевролиты) рассеянных галек кварцитов, кремней и других пород хорошей окатанности, а также обилие углефицированных растительных остатков. По всему разрезу зоны фиксируются карбонатно-алевролитовые конкреции и желваки марказита.

Иную литологическую характеристику имеют отложения зоны *Otarigia ussuriensis* в верхнем течении р. Адыча в пределах Ниткан-Тобычанской зоны. Преобладают мелкозернистые алевролиты и аргиллиты с многочисленными карбонатно-алевролитовыми и марказитовыми конкрециями. К карбонатно-алевролитовым конкрециям приурочены повышенные (до 8,62%) содержания пятиоксида фосфора. В составе ископаемых фаун двустворок резко преобладают тонкораковинные формы, что, возможно, указывает на несколько большие глубины формирования отложений. Следует также отметить в породах Ниткан-Тобычанской зоны большое число разнообразных воднооползневых текстур. Только в средней и верхней частях фиксируются редкие маломощные (до 1 м) прослой и линзы песчаников, конгломератов и внутриформационных брекчий, последние сложены галькой и неокатанными обломками глинистых и алевролитовых пород. Мощность пород не превышает 1100—1200 м.

Зона *Monotis scutiformis* в Дербек-Эльгинской зоне расчленяется на две части. Для нижней характерны алевролиты с редкими прослоями песчаников, в верхней чередуются пачки песчаников (10—30 м) и алевролитов (5—20 м). В песчаниках отмечаются прослои и линзы конгломератов и внутриформационных брекчий, сложенных плохо окатанной галькой и обломками глинистых пород. Остатки ископаемых фаун представлены единичными раковинами двустворок (монотисов) плохой сохранности. Мощность пород составляют 300—330 м. Отложения зоны в Ниткан-Тобычанском районе отличаются однообразным аргиллит-алевролитовым составом с большим числом карбонатно-алевролитовых конкреций и желваков марказита. Отличия в комплексах двустворок заключаются в лучшей сохранности и появлении двустворчатых экземпляров. Мощность пород около 300 м. В северо-западной части района в среднем течении р. Адыча (бассейны ручьев В. Бургали, Имтандья), в наиболее восточных разрезах зоны (по отношению к Адыча-Тарынскому разлому) наблюдается увеличение роли конгломератов и уменьшение мощностей до 200—80 м.

Зона *Monotis ochotica* в Дербек-Эльгинской зоне также расчленяется на две толщи. Нижняя сложена чередующимися пачками алевролитов (5—30 м) и песчаников (20—30 м). В пачках алевролитов, которые преобладают в нижней части толщи, фиксируются прослои аргиллитов и известняков-ракушняков. Песчаники содержат примесь гравийного материала, прослои полимиктовых конгломератов и углефицированные растительные остатки. Мощность толщи до 350 м. В верхней толще при сохранении характера чередования пачек песчаников (8—30, реже 50—70 м) и алевролитов (7—20 м) уже преобладают первые. Здесь характерны многочисленные линзы и прослои существенно кварцевых песчаников, прослои и линзы полимиктовых конгломератов, углефицированные и минерализованные растительные остатки. Мощность толщи до 600 м, а суммарные мощности зоны *Monotis ochotica* в Дербек-Эльгинской зоне достигают 900—950 м. В Ниткан-Тобычанской зоне отложения зоны имеют иной литологический состав. В нижней части преобладают мелкозернистые алевролиты и аргиллиты с прослоями и линзами известняков-ракушняков, с карбонатно-алевролитовыми и сидеритовыми конкрециями. В конкрециях содержания пятиоксида фосфора изменяются от первых до 11,5%. В верхней части зоны уменьшается число прослоев аргиллитов и появляются маломощные (не более 1—6 м) прослои песчаников. Отличия в составах ископаемых фаун зоны в рассматриваемых зонах заключаются в большом таксономическом разнообразии устричных палеобиоценозов (преобладают монотисы) в пределах первой структурно-формационной зоны. Мощности зоны в Ниткан-Тобычанском районе в пределах рассматриваемого участка не превышают 860 м. Более пестрая литологическая характеристика отложений зоны зафиксирована в северо-западной части района в среднем течении р. Адыча (бассейны ручьев В. Бургали, Имтандья и др.). Здесь отмечаются постоянная примесь в породах зоны вулканогенного материала, прослои и линзы конгломератов и уменьшение мощностей до 435—56 м.

В составе зоны *Tosapecten efimovae* Дербек-Эльгинской зоны различаются две толщи. Нижняя сложена разнообразными алевролитами с прослоями песчаников (8—12 м) и имеет мощность около 500 м. В верхней толще уменьшается роль песчаников, они представлены единичными маломощными прослоями. Суммарная мощность пород до 1000 м. Остатки ископаемых фаун редки, но таксономический состав комплексов двустворок (исчезают только монотисы) не уступает по разнообразию таковым из подстилающих отложений норийского яруса. Отложения данной зоны в пределах Ниткан-Тобычанской зоны достоверно не установлены.

Завершается разрез мезозойских осадочных образований Дербеке-Эльгинской зоны нижнеюрскими отложениями. В их составе преобладают алевролиты и аргиллиты с редкими маломощными прослоями песчаников. Остатки ископаемых фаун представлены разнообразными двустворками (часты находки двустворчатых экземпляров), брахиоподами и амmonoидеями хорошей сохранности. Мощность нижнеюрских отложений составляют 700—750 м. В центральной части Адыча-Тарынского разлома, в пределах Былыньинского блока нижнеюрские отложения имеют сходный состав и мощности. В верхнем течении р. Адыча, в пределах Ниткан-Тобычанской зоны нижнеюрские отложения не обнаружены. Юго-восточнее, в обрамлении Мунычанского субвулкана (верхнее течение р. Эльги) в сходной позиции по отношению к Адыча-Тарыньскому разлому нижнеюрские отложения отличаются необычным составом — преобладают песчаники с редкими прослоями алевролитов. Мощность их не более 300 м.

Среднеюрские отложения в неполном объеме известны в центральной части Адыча-Тарынского разлома только в пределах Былыньинского блока (см. рис. 2). Здесь к батским отложениям принадлежит толща существенно аргиллит-алевролитового состава с карбонатно-алевролитовыми конкрециями, крупными стяжениями известковистых алевролитов, остатками амmonoидей (арктоцефалитесы), белемнойдией и двустворок (иноцерамиды). Условно к батским отложениям здесь же отнесены тектонически изолированные выходы толщи песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов (часть обнажений по ручьям Былынья, Бургали), напоминающей батские отложения Иньяли-Дебинского мегасинклинория [12]. Мощность батских отложений превышает 400 м.

Более полный разрез среднеюрских отложений обнаружен в Ниткан-Тобычанской зоне за пределами рассматриваемой территории в обрамлении Мунычанского субвулкана (верхнее течение р. Эльги). На севере субвулкана они характеризуются чередованием песчаниковых и алевролитовых пачек суммарной мощностью около 500 м. На юге субвулкана в их составе преобладают алевролиты мощностью до 650 м.

В составе открытых в центральной части Адыча-Тарынского разлома в пределах Былыньинского блока (см. рис. 2) верхнеюрских отложений могут быть выделены кимериджский и волжский (?) ярусы. Нижняя часть кимериджского яруса сложена алевролитами с маломощными прослоями аргиллитов и песчаников, с карбонатно-алевролитовыми конкрециями, своеобразными ходами илоядных и многочисленными остатками амmonoидей (филлоцератиды и кардиоцератиды) и двустворок (бухий). В верхней части яруса чередуются пачки песчаников и алевролитов с преобладанием первых. Показательно наличие прослоев конгломератов, прослоев и пачек туфогенных песчаников и туффитов с многочисленными мелкими остроугольными обломками алевролитов и аргиллитов и характерной отдельностью, напоминающей отдельность лав основного состава. Мощность пород кимериджского яруса достигает 1000—1050 м. Отложения волжского (?) яруса представлены однообразной толщей алевролитов и аргиллитов, что сближает ее с однообразными отложениями других регионов Северо-Востока СССР [12]. Только в нижней части фиксируются маломощные прослои полосчатых известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Остатки ископаемых фаун редки, обнаружены единичные двустворки (бухий) плохой сохранности. Мощность волжских (?) отложений превышает 500 м.

Верхнеюрские отложения в Ниткан-Тобычанской зоне выявлены в обрамлении Мунычанского субвулкана. Здесь, вероятно, обнажен полный разрез верхнеюрских отложений, согласно залегающих на среднеюрских. Но малое число находок ископаемых фаун (бухий) затрудняет расчленение их на ярусы. Удастся выделить четыре толщи алевролитопесчаникового состава суммарной мощностью более 2000 м. Перекрыва-

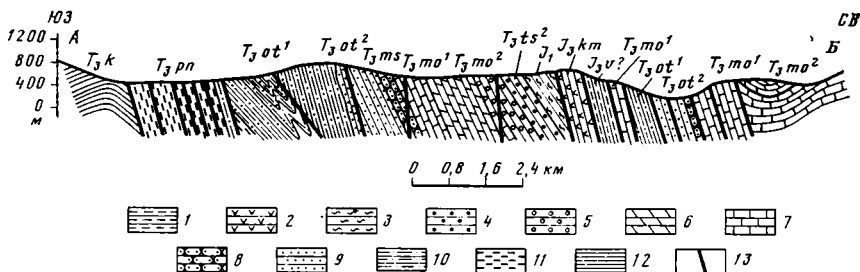


Рис. 3. Геолого-структурный разрез Былыньинского блока по линии А—Б (см. рис. 2) 1—3 — юрские отложения: 1 — волжские (?), 2 — верхнекимериджские, 3 — нижнеюрские; 4—12 — триасовые отложения: 4 — верхняя часть зоны *Tosarepten efimovae* ( $T_3ts^2$ ), 5 — нижняя часть зоны *Tosarepten efimovae* ( $T_3ts^1$ ), 6 — верхняя часть зоны *Monotis ochotica* ( $T_3mo^2$ ), 7 — нижняя часть зоны *Monotis ochotica* ( $T_3mo^1$ ), 8 — зона *Monotis scutiformis* ( $T_3ms$ ), 9 — верхняя часть зоны *Otapiria ussuriensis* ( $T_3ot^1$ ), 10 — нижняя часть зоны *Otapiria ussuriensis* ( $T_3ot^1$ ), 11 — зона *Pinacoceras verchojanicum* ( $T_3pn$ ), 12 — карнийские отложения, 13 — разрывные нарушения

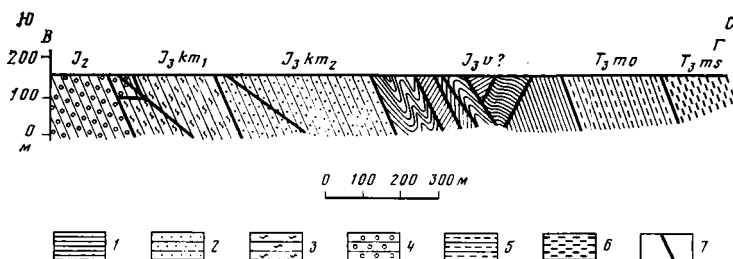


Рис. 4. Геолого-структурная зарисовка обнажений по линии В—Г в нижнем течении руч. Бургали в северо-восточной части Былыньинского блока (см. рис. 2)

1—4 — юрские отложения: 1 — волжские (?), 2 — верхнекимериджские, 3 — нижнекимериджские, 4 — среднеюрские; 5—6 — триасовые (норийские) отложения: 5 — зона *Monotis ochotica* ( $T_3mo$ ), 6 — зона *Monotis scutiformis* ( $T_3ms$ ), 7 — разрывные нарушения

ются верхнеюрские отложения раннемеловыми субвулканическими липаритами.

В верхнем течении р. Адыча, в районе Былыньинского блока зона Адыча-Тарынского разлома представляет собой крупную моноклиаль (рис. 2, 3, 4) с падением пород на северо-восток (азимуты 35—60°) под углами 50—80°. С юго-запада эта моноклиаль граничит по разрывным нарушениям типа взбросов с крупной антиклиналью. Антиклираль хорошо видна в обнажениях в нижнем течении руч. Быинджа. Восточное ее крыло наклонено по азимуту 60° под углами около 30°, западное — соответственно 230 и 15°, шарнир антиклинали погружается на юго-восток под углами 5—7°.

Сразу северо-восточнее Нижнебыинджинской антиклинали располагается достаточно крутая моноклиаль, сложенная нижненорийскими отложениями. Азимуты падения слоев пород здесь изменяются от 30 до 60°, углы падения — от 60 до 80°. В пределах моноклинали на участке шириной около 4 км наблюдается сгущение взбросов с азимутами падения около 60° и углами падения 60—70°. Расстояния между отдельными нарушениями составляют 1 км и менее. Амплитуды горизонтальных перемещений по единичным взбросам определяются в первые сотни метров. Самый восточный из серии Нижнебыинджинских взбросов имеет углы падения 45—60° и приближается по своей морфологии к крутому надвигу, амплитуды горизонтальных перемещений по нему уже пре-

вышают 1 км. В лежащем крыле данного надвига-взброса различаются мелкие складки амплитудой 10—50 м, запрокинутые в юго-западном направлении согласно с положением сместителя. Эта система Нижнебыинджинских взбросов дешифрируется на космических телевизионных снимках как единый линеамент, субпараллельный линеаменту Адыча-Тарынского разлома.

Далее к северо-востоку от Нижнебыинджинских взбросов (см. рис. 2, 3) более верхние горизонты нижненорийских отложений также слагают моноклираль шириной более 9 км. Азимуты падения слоев моноклинали изменяются от 30 до 60°, углы падения — от 60 до 80°. Моноклираль осложнена большим числом разрывных нарушений преимущественно небольшой амплитуды. Среди них различаются взбросы с азимутами падения 40—60° и углами падения 50—70° и надвиги с северо-восточным падением плоскостей под углами 5—30°. Эти надвиги послескладчатые, но более ранние по отношению к взбросам, последние отчетливо смешают надвиги. В то же время в пределах моноклинали распознаются еще более древние надвиги, фиксирующиеся как деформированные межформационные срывы. Они иногда сопровождаются запрокинутыми складками, осевые поверхности которых согласны с положением плоскостей нарушений. Ранее подобные деформированные надвиги в толще норийско-рэтских отложений бассейна р. Нельгехе наблюдали Ю. В. Архипов и Л. М. Парфенов [3]. Плоскости таких надвигов смяты в складки и осложнены более поздними взбросами. Падения наиболее молодых взбросов практически совпадают с падениями норийско-рэтских пород моноклинали. Для этого участка (см. рис. 2) характерны также левые сдвиги, ориентированные в субширотных румбах. Последние осложняют все более ранние дислокации верхнетриасовых пород и имеют почти вертикальные плоскости смещения или наклоненные на север под углами 70—80°. Со сдвигами ассоциируют мелкие складки с субвертикальными шарнирами. Заканчивается этот участок моноклинали полем верхненорийско-рэтских и нижнеюрских отложений, которые ограничивают с юго-запада Былыньинский блок в центральной части Адыча-Тарынского разлома.

Собственно Былыньинский блок в центральной части разлома (см. рис. 2, 3) также представляет собой сложно построенную моноклираль. Он состоит из серии тектонических пластин, наклоненных на северо-восток и сложенных ниже-, средне- и верхнеюрскими отложениями. Разграничивают эти пластины взбросы. Эти взбросы дешифрируются на космических телевизионных снимках как крупный линеамент, маркирующий положение зоны собственно Адыча-Тарынского разлома. Наиболее крупные взбросы располагаются по ограничениям Былыньинского блока. Таков Верхневечернинский взброс, по которому контактируют ниже- и верхнеюрские отложения. В зоне этого крупного взброса наблюдаются интенсивно дробленные породы мощностью всего до 1 м, блоки окварцованных алевролитов и песчаников, отдельные кварцевые жилы мощностью не более 1 м.

Во внутренних частях Былыньинского блока наблюдается сложное сочетание многочисленных разрывных нарушений. Только небольшая их часть показана на рис. 2. Преобладают взбросы, согласные с элементами залегания юрских пород блока. Углы их падения изменяются от 50 до 80°. Иногда они сопровождаются мелкоамплитудными складками, опрокинутыми на юго-запад (см. рис. 4). Некоторые из этих нарушений могут быть классифицированы как крутые надвиги с углами падения 30—45°. Отмечаются также взбросы с обратным (юго-западным) падением плоскостей смещения под углами 45—60°. Все эти разрывные нарушения рассечены левыми сдвигами, легко опознающимися на местности. Они имеют субширотные простираения, плоскости их смещения почти вертикальные или круто наклоненные на север. Их часто сопровождают



мелкие складки с субвертикальными шарнирами. Подобные складки, например, хорошо видны в обнажениях волжских (?) отложений по руч. Правый Вечерний. Амплитуды горизонтальных перемещений по левым сдвигам определяются в 100—400 м, реже более. В результате смещений по левым сдвигам взбросы Былыньинского блока рассечены на отдельные отрезки, что затрудняет их картирование. Это отчетливо видно на примере Верхневечернинского взброса (см. рис. 2). Во внутренних частях Былыньинского блока различаются также малоамплитудные правые сдвиги субмеридиональных простираний.

Былыньинский блок с северо-востока ограничен двумя крупными и протяженными Бургалинскими взбросами (см. рис. 2, 3, 4). Между этими взбросами зажата пластина верхненорийских отложений мощностью 50—300 м. Верхненорийские породы пластины интенсивно перемяты, брекчированы и рассланцованы. Примечательно, что в отдельных блоках этой пластины верхненорийские отложения имеют разную литологическую характеристику. Различаются блоки алевролитопесчаникового состава (руч. Былынь), характерного для Дербек-Эльгинской зоны и аргиллит-алевролитового состава (руч. Правый Вечерний), как и в Ниткан-Тобычанской зоне. Таким образом, в данном случае, как и в целом для Адыча-Тарынского разлома, мы наблюдаем тектоническое совмещение отложений из разных структурно-формационных зон, свойственное большинству систем надвигов мира [1 и др.]. Это указывает на возможность значительных горизонтальных перемещений по названным выше разрывным нарушениям. На севере Яно-Колымской структурно-формационной области такие разные в литологическом отношении толщи удалены обычно друг от друга на 30—50 км.

Юго-западный из Бургалинских взбросов имеет зону смятия и дробления шириной до 100 м. По ней контактируют верхнеюрские и верхненорийские отложения. Амплитуды горизонтальных перемещений по этому взбросу превышают 3 км. Второй, более северо-восточный из Бургалинских взбросов менее значительный. По нему контактируют верхненорийские и отапирневые слои нижненорийских отложений. Амплитуды же горизонтальных перемещений, вероятно, не превышают 0,3—0,5 км. Отчетливая связь Бургалинских взбросов с рельефом, приуроченность к ним кайнозойских впадин позволяет предполагать, что движения по ним продолжались в поздне меловое — кайнозойское время. Возможно, что эти взбросы одновозрастны с надвигами Западного Верхоянья [11]. Большинство сдвигов не смещают Бургалинские взбросы (см. рис. 1, 2), только наиболее крупные из них с амплитудами горизонтальных перемещений более 1 км пересекают и смещают данные взбросы. Один из таких сдвигов (нижнее течение руч. Бургали) показан на рис. 2. Подобные сдвиги с большими (до 5 км) амплитудами горизонтальных перемещений отчетливо фиксируются в южной части Адыча-Тарынского разлома (бассейн рек Сюрампы, Утачан и др.).

Система Бургалинских взбросов Адыча-Тарынского разлома контролирует размещение основных месторождений и проявлений сурьмяной минерализации Восточной Якутии. Всегда они приурочены к минерализованным зонам дробления этой системы. Наиболее часто месторождения и проявления локализуются в зонах более западных взбросов. Рудные тела в соответствии с этим имеют азимуты падения 50—60° и углы падения 54—80°. В случае осложнения взбросов крупноамплитудными сдвигами рудоносная зона Адыча-Тарынского разлома смещается в горизонтальном направлении (обычно по правилу левого сдвига) на расстояния, равные амплитудам перемещений по сдвигам. Это постоянно следует учитывать при проведении поисковых работ.

Северо-восточнее Бургалинских взбросов в верхнем течении р. Адыча вновь располагается моноклираль (см. рис. 3, 4), сложенная норийскими отложениями. Моноклираль и здесь осложнена многочисленными раз-

рывными нарушениями типа взбросов. Их азимуты падения около  $50^\circ$ , а углы падения от  $60$  до  $80^\circ$ . Один из таких взбросов наблюдается в обнажениях руч. Бараний (левый приток руч. Быльня) в  $5$  км от его устья. Его плоскость наклонена на северо-восток под углом  $65^\circ$ . По взбросу нижние горизонты зоны *Monotis ochotica* надвинуты на верхние горизонты этой же зоны. Мощности дробленных и милонитизированных (вплоть до глин) пород в зоне взброса невелики и составляют всего  $1,5$  м. В  $6$  км от устья этого же ручья закартирована крупная синклиналь, сложенная в мульде верхненорийскими отложениями. Синклиналь (см. рис. 3) имеет более крутое юго-западное и более пологое северо-восточное крыло.

Подобное же строение имеет зона Адыча-Тарынского разлома на других участках. Везде в пределах разлома фиксируется крупная моноклиналь шириной от  $15-20$  до  $35-40$  км, сложенная норийскими отложениями. Непосредственно в центральной части разлома устанавливается серия сближенных взбросов, разделенных тектоническими пластинами верхнетриасовых (норийских) или юрских отложений. Всегда к юго-западу от основных взбросов (типа Верхневечернинского) располагаются выходы нижнеюрских или верхненорийско-рэтских (надмонотисовая толща) отложений, отсутствующих к северо-востоку от разлома. При удалении от разлома к запад-юго-западу на  $10-20$  км наблюдаются крупные антиклинальные складки (иногда в их ядрах обнажаются среднетриасовые отложения). Породы в ядрах этих антиклиналей, как правило, регионально метаморфизованы (до средних и высоких ступеней зеленосланцевой фации). Степень регионального метаморфизма затем последовательно снижается к северо-востоку от антиклиналей, при приближении к центральной части Адыча-Тарынского разлома. У указанных антиклиналей северо-восточные крылья более крутые, чем юго-западные. К северо-востоку от центральной части Адыча-Тарынского разлома на удалении до  $5-20$  км располагаются крупные синклинали с более крутыми юго-западными крыльями. Следует подчеркнуть, что асимметрия антиклиналей и синклиналей не согласуется с наклоном моноклинали, взбросов и направлением запрокидывания мелких складок в зоне Адыча-Тарынского разлома. Это указывает на разное время формирования данных складок и структуры центральных частей Адыча-Тарынского разлома. Примечательно также, что в пределах рассмотренных антиклиналей и синклиналей сконцентрированы месторождения и проявления малосульфидной кварцевой и редкометалльных формаций (Яковлев, 1979) в отличие от существенно сурьмяной минерализации Адыча-Тарынского разлома [9].

Приведенные особенности изменений литологического состава и мощностей мезозойских отложений в сочетании с опубликованными данными других исследований [2, 3, 4, 7] убедительно показывают, что структура Адыча-Тарынского разлома возникла на месте внутренней зоны миогеосинклинальной системы типа современного окраинного моря (Охотское и др.). Эта внутренняя зона миогеосинклинальной системы отвечает, например, Южно-Охотской впадине Охотского моря. К северо-востоку от зоны Адыча-Тарынского разлома, в пределах окраинных поднятий Колымского блока (ранее выделявшегося как Колымский срединный массив) располагалась островная вулканическая дуга. Ей отвечает Омудевская структурно-формационная область [7] для которой характерны разрезы триасовых отложений существенно глинистого состава и сравнительно небольшой (обычно до  $1$  км) мощности со стратиграфическими несогласиями, прослоями туфогенных пород и покровами андезитов. В последние годы в этой области открыты позднетриасовые и юрские олистостромы [8] и др. Ряд этих особенностей (сокращение мощностей, появление стратиграфических несогласий и прослоев туфогенных пород) проявляются уже в триасовых отложениях

охарактеризованной выше Ниткан-Тобычанской структурно-формационной зоны. Таким образом, Ниткан-Тобычанская структурно-формационная зона в позднем триасе, вероятно, соприкасалась непосредственно с островной вулканической дугой.

Особенности структуры зоны Адыча-Тарынского разлома, тектоническое совмещение по зоне разлома разных в литологическом отношении триасовых и юрских толщ указывают на его формирование в условиях латерального сжатия и значительных горизонтальных перемещений. Выше упоминалось, что такие разные толщи в бассейне р. Яна разделены расстояниями не менее 30—50 км. Это, вероятно, свидетельствует о придвигании островной вулканической дуги на внутренние части миегеосинклинали системы в поздне триасовую эпоху и юрский период.

Можно предположить, что наиболее ранние разрывные нарушения в зоне Адыча-Тарынского разлома были представлены надвигами. Наличие поздне триасовых и юрских олистостром в смежных структурах указывает на возможное начало проявлений горизонтальных движений и формирования ранних надвигов. Завершился же этот процесс в ранне меловую эпоху перед становлением раннемеловых гранитоидов. Эти надвиги сильно деформированы в результате более поздних движений и пересекаются (без смещений) телами раннемеловых гранитоидов. Данные надвиги скорее всего сопоставимы по времени формирования с основными надвигами Иньяли-Дебинского мегасинклинория, Полоусненского и Тас-Хаяхтахского горст-антиклинориев [5, 6, 10, и др.]. Вероятно, во время их образования произошли основные горизонтальные перемещения триасовых и юрских толщ, были сформированы тектонические пластины юрских (Быльнинский блок) и триасовых отложений в центральной части Адыча-Тарынского разлома, разграничивающих сейчас Дербеке-Эльгинскую и Ниткан-Тобычанскую структурно-формационные зоны. С этими надвигами, плохо опознающимися в современной структуре, связано формирование своей системы левых и правых сдвигов. Наиболее отчетливо последние проявлены в северной части Адыча-Тарынского разлома. Левые сдвиги ориентированы в северо-западном направлении, правые — в северо-восточном. Наибольшие амплитуды перемещений по единичным нарушениям зафиксированы в бассейне р. Борулах (Халтысинская система правых сдвигов), они изменяются от первых до 15—20 км. К этой системе сдвигов приурочена основная масса свит раннемеловых даек, располагающихся в основном к юго-западу от массивов раннемеловых гранитоидов. Эти сдвиги интересны также тем, что по ним часто совмещены триасовые толщи разного литологического состава, как и по зоне Адыча-Тарынского разлома.

В последующем в условиях продолжающегося латерального сжатия, направленного с северо-востока на юго-запад, были образованы после складчатые надвиги и взбросы, значительно замаскировавшие первоначальную структуру. Эти нарушения осложняют все более ранние деформации и рассекают раннемеловые гранитоиды. Их возраст на основании осложнения раннемеловых гранитоидов и связи с рельефом (отчетливый контроль размещения гряд и впадин) можно определить как поздне меловой — кайнозойский. При этом надвиги более ранние по отношению к взбросам, последние, как отмечалось выше, смещают надвиги. В нижнем течении р. Адыча (ниже устья р. Туостях) зафиксировано несколько мест, где триасовые отложения по взбросам этого возраста надвинуты на нижне четвертичные отложения. Характеризуемые надвиги и взбросы одновозрастны с после складчатыми надвигами и взбросами многих районов Верхояно-Колымской складчатой системы [5, 6, 11 и др.]. С рассматриваемыми надвигами и взбросами связана другая система сдвигов. Это наиболее молодые, как и в ряде смежных территорий [3], разрывные нарушения зоны Адыча-Тарынского раз-

лома. Различаются субширотные левые и субмеридиональные правые сдвиги. В них локализованы свиты поздне меловых даек. Часто левые сдвиги осложняют линейное размещение сурьмяного оруденения в зоне Адыча-Тарынского разлома.

#### Литература

1. *Ажгирей Г. Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., «Наука», 1977.
2. *Архипов Ю. В.* Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутское книжн. изд-во, 1974.
3. *Архипов Ю. В., Парфенов Л. М.* Об Адычанской зоне пологих дислокаций.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 1.
4. *Веклич В. С.* Стратиграфия и тектоника Сартангского синклинория. М., «Наука», 1979.
5. *Гусев Г. С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской складчатой системы мезозоид. М., «Наука», 1979.
6. *Гусев Г. С., Третьяков Ф. Ф.* Верхояно-Чукотская область.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., «Наука», 1977.
7. *Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 447. М., «Наука», 1979.
8. *Константиновский А. А.* Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского.— Геотектоника, 1975, № 6.
9. *Климов Н. В., Индолев Л. Н.* Сурьма.— В кн.: Геология СССР, т. XVIII, Якутская АССР, Полезные ископаемые. М., «Недра», 1979.
10. *Крежевских Ю. Г.* О надвиговых явлениях в хребте Тас-Хаяхтах.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 1. Якутское книжн. изд-во, 1960.
11. *Лейпциг А. В.* Китчанское поперечное поднятие.— В кн.: Геология СССР, т. XVIII, Западная часть Якутской АССР, ч. 1, кн. 2, М., «Недра», 1971.
12. *Паракецов К. В., Полуботко И. В.* Юрская система.— В кн.: Геология СССР, т. XXX, Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1. М., «Недра», 1970.
13. *Парфенов Л. М., Бердников Н. В., Воинова И. П., Врублевский А. А., Карсаков Л. П., Кириллова Г. Л., Леглер В. А., Натальин Б. А., Попеко В. А., Попеко Л. И., Савельев А. А., Семенов Д. Ф., Уткин Н. П., Уфимцев Г. Ф., Юшманов В. В.* Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М., «Наука», 1979.
14. *Туезов И. К.* Тектоника дна Охотского моря.— В сб.: Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана (тез. докл. секции В-II XIV Тихоокеанского научного конгресса, г. Хабаровск). М., Люберцы, ВИНТИ, 1979.
15. *Яковлев Я. В.* Районирование и характеристика основных оловянных и оловянно-вольфрамовых рудных зон Якутии.— В кн.: Геология СССР, т. XVIII, Якутская АССР. Полезные ископаемые. М., «Недра», 1979.

Якутское территориальное  
геологическое управление  
Якутск

Статья поступила  
15 февраля 1980 г.

УДК 551.242.3+551.26.037 (571.56)

СТАВСКИЙ А. П.

## МЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА АЛАЗЕЙСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Рассматриваются особенности геологического строения и вещественного состава меловых магматических комплексов, развитых в пределах Алазейского плоскогорья. На основе проведенного анализа делается вывод о наличии на рассматриваемой территории двух принципиально различных групп магматических образований: последовательно дифференцированной неокомского возраста и контрастной апт-позднемеловой. Первые приурочены к структурным швам восток-северо-восточного простирания, а вторые — к субмеридиональным разрывам, что позволяет говорить о тектонической перестройке в районе, приходящейся на середину раннего мела.

Вот уже более 10 лет среди геологов, занимающихся изучением Северо-Востока СССР, продолжается дискуссия о тектонической природе Колымо-Индибирского региона. Центральное место в спорах занимает при этом Алазейское плоскогорье, представляющее собой затерявшееся в бескрайних болотах низкорное плато площадью около 15 000 км<sup>2</sup>. Описанию геологического строения этой небольшой возвышенности в последние годы посвящено немало работ [1, 5, 6, 9, 10], которые подробно рассматривают вопросы палеозойской и раннемезозойской истории района и лишь вскользь касаются широко проявленного здесь мелового магматизма, с которым к тому же связаны практически все известные на сегодняшний день проявления полезных ископаемых. В основу предлагаемой статьи легли материалы, полученные в ходе работ по составлению среднemasштабных геологических карт, в которых автор принимал участие в 1975—1979 гг.

В пределах Алазейского плоскогорья меловые вулканогенно-осадочные образования с резким угловым несогласием залегают на интенсивно дислоцированных толщах позднепалеозойского, триасового и юрского возраста, верхние горизонты которых содержат фауну верхов волжского яруса. Меловой разрез общей мощностью 2500 м разделен нами на пять свит: нельканскую, чебыгылахскую, кадылчанскую, североседедемскую и хангатасскую (рис. 1, 2).

Нельканская свита широко распространена в северных и западных отрогах Алазейского плоскогорья и сложена андезитами, дацитами, андезито-базальтами, липаритами, их туфами и осадочными породами. Наиболее полный и представительный разрез свиты описан А. Г. Кацем и А. П. Ставским на склонах горы Кыйам. Здесь на дислоцированные туфоалевролиты и туфопесчаники позднеюрского возраста с резким угловым несогласием ложится серия потоков андезитов, андезито-базальтов и дацитов, перемежающихся с пластинами туфоалевролитов и туфопесчаников (по 5—20 см) и горизонтами кислых лав и туфов (по 15—50 м). Мощности отдельных потков колеблются от 10 до 70 м, а мощность всего разреза (максимальная для Алазейского плоскогорья) составляет 710 м.

Для образований нельканской свиты характерны крайняя невыдержанность по площади вулканических фаций и резкие перепады мощ-

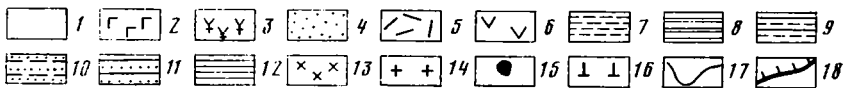
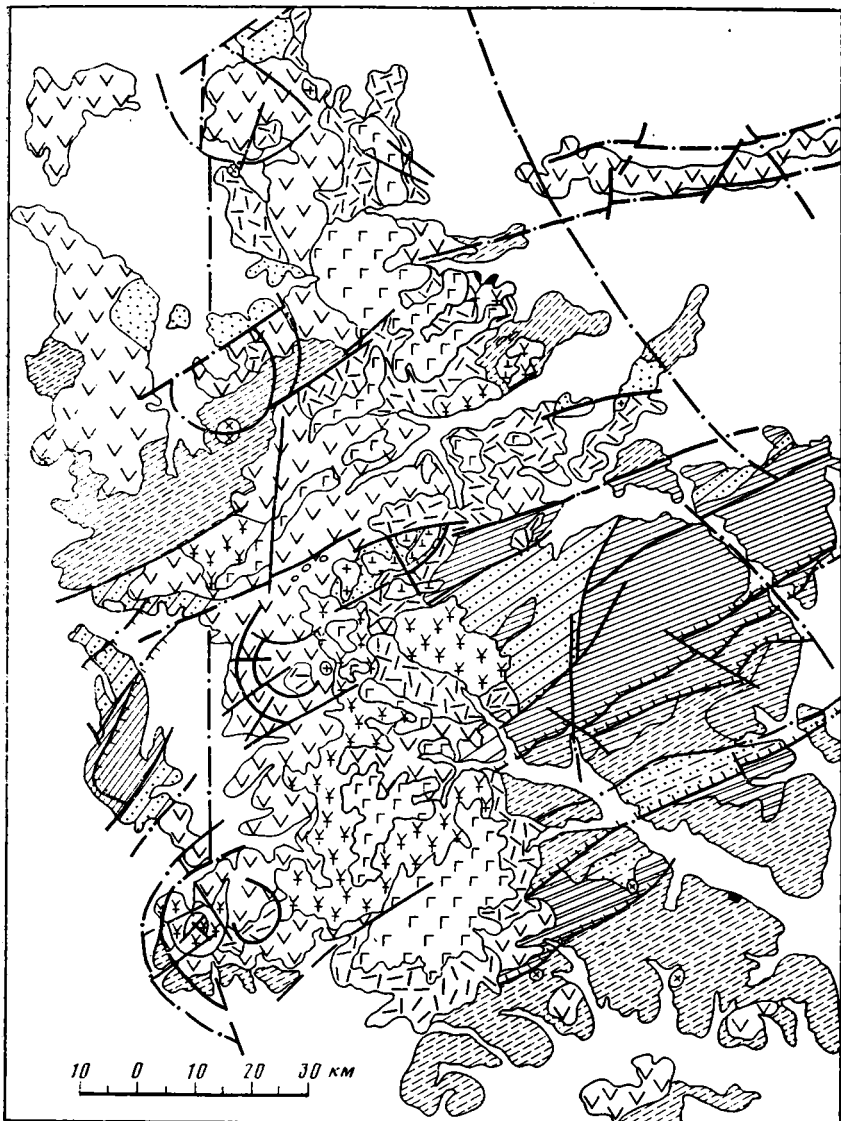


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Алазейского плоскогорья  
 1 — покров рыхлых кайнозойских образований; свиты: 2 — хангатасская, 3 — североседедемская, 4 — кадылчанская, 5 — чебыгылахская, 6 — нельканская; толщи: 7 — терригенные толщи позднеюрского возраста; 8 — туфогенно-терригенные позднетриасового — среднеюрского возраста, 9 — вулканогенные и вулканогенно-терригенные пермского возраста, 10 — вулканогенно-терригенные средне- и позднекаменноугольного возраста, 11 — вулканогенно-терригенные ранне- и среднекаменноугольного возраста, 12 — кремнисто-спилит-диабазовые и вулканогенно-терригенные позднедевонского и раннекаменноугольного возраста; 13 — раннемеловые интрузии габбро-диоритов и диоритов; 14 — поздне-меловые интрузии гранит-порфиров; 15 — позднемеловые интрузии щелочных гранит-порфиров; 16 — позднемеловые интрузии монзонит- и сиенит-порфиров; 17 — разрывные нарушения с вертикальным сместителем, 18 — надвиги



Рис. 2. Схематический геологический разрез через осевую часть Алазейского плоскогорья. Условные обозначения см. на рис. 1

ностей. Так, в 15 км от горы Кыям, на водоразделе Тирехтээха и Семюэлээха, А. П. Ставским и З. Б. Флоровой описан чисто тугофенный разрез свиты (400 м). Отсюда пирокласты среднего состава, переслоенные тонкими горизонтами осадочных пород и отдельными потоками лав протягиваются в восточном направлении до оз. Калгын, а затем перекрываются чехлом рыхлых кайнозойских отложений. Еще одно поле развития продуктов эксплозивной вулканической деятельности прослеживается в истоках правого нижнего притока р. Орто-Тирехтях. Мощность свиты здесь около 600 м, причем 90% разреза сложено разнозернистыми, часто плохо сортированными туфами среднего состава. Возраст нельканских вулкаников определяется их стратиграфическим положением между фаунистически охарактеризованными толщами верхней юры и осадочными породами с флорой раннего мела.

Чебыгылахская свита широко развита в осевой части Алазейского плоскогорья, особенно на его восточных склонах, где слагает ряд изолированных вулканических полей. В ее составе преобладают липариты, трахилипариты, игнимбриты, дациты, туфы кислого состава, реже встречаются обсидианы, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоалевролиты и углистые алевролиты, согласно залегающие на нельканских вулканиках и с резким угловым несогласием перекрывающие более древние толщи. Все вулканические поля имеют сходное строение: это изометричные, округлые в плане сооружения площадью до 400 км<sup>2</sup>, сложенные короткими лавовыми потоками и небольшими экструзивными куполами, переслоенными толщами пирокластов и туфогенно-осадочных пород.

Характерной особенностью свиты является наличие в ней множества быстро выклинивающихся горизонтов осадочных пород мощностью до 100 м. Они встречаются как в основании, так и в средней части разреза, переходя по простираанию в более мощные толщи, слагающие кадылчанскую свиту — фациальный аналог чебыгылахской. Общая мощность рассматриваемых образований в районе 350 м, а возраст их определяется перекрытием липаритов осадочными породами, содержащими флору апт-альбского возраста.

Кадылчанская свита развита в пределах изолированных грабен-синклинальных впадин и представлена осадочными и туфогенно-осадочными породами, среди которых преобладают грубокластические разновидности. Рассматриваемые образования залегают на вулканиках нельканской и чебыгылахской свит с местным размывом, на более древних толщах с резким угловым несогласием, кроме того, с кислыми лавами чебыгылахской свиты они часто имеют фациальные границы и образуют пачки переслаивания. Характерной особенностью строения свиты является закономерная смена вверх по разрезу тонких осадочных пород более грубыми, вплоть до туфоконглобрекчий и лахаровых брекчий.

Вдоль правого притока р. Алазеи описан наиболее полный в районе разрез свиты. В его основании залегает пачка разнообразных песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 75 м. Далее следует толща переслаивания песчаников, гравелитов и конгломератов, причем количество прослоев конгломератов вверх по разрезу закономерно увеличи-

вается мощностью до 105 м. Венчает разрез 250-метровая толща совершенно несортированных конглобрекчий, конгломератов и лахаровых брекчий, среди которых встречаются обломки размером до нескольких метров. Мощность свиты в данном разрезе (максимальная для Алазейского плоскогорья) 435 м. Южнее осадочные породы фациально замещаются кислыми лавами и туфами чебыгылахской свиты.

В бассейне р. Кадылчан образования свиты характеризуются крайней невыдержанностью по площади фаций и мощностей. З. Б. Флорова и А. Г. Кац отмечают, что в толще алевролитов и песчаников здесь присутствуют отдельные потоки липаритов и дацитов, которые южнее полностью вытесняют осадочные породы из разреза.

На водоразделе рек Огороха и Айва описана залегающая на липаритах чебыгылахской свиты 25-метровая толща песчаников, гравелитов и конгломератов с обуглившимися остатками древесины. Южнее она фациально замещается и частично перекрывается осадочными угленосными отложениями, детальный разрез которых (95 м) описан З. Б. Флоровой по р. Огорохе. Еще дальше к югу, в устье р. Кытыан-Ыйаабыт, в низовьях р. Тордох-Юрах и в верховьях р. Огорохи угленосные осадки фациально сменяются и частично перекрываются валунно-галечными конгломератами, конглобрекчиями и лахаровыми брекчиями, мощность которых достигает 100 м.

В алевролитах и песчаниках на р. Кадылчан и в угленосных осадках на р. Огорохе А. Г. Кацем и З. Б. Флоровой собраны растительные остатки: *Thallites sp.*, *Asplenium sp.*, *Phoenicopsis ex. gr. angustifolia* Heer., *Nilssonia sp.*, *Conites sp.*, *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer., *Desmiophyllum sp.*, *Carpolithes sp.*, *Cladophlebis (Osmunda?) sp.*, *Ginkgodium sp.*, которые датируют возраст свиты концом раннего мела, скорее всего аптом — альбом (заключение Е. Л. Лебедева).

Североседедемская свита образует ряд изолированных полей в осевой части Алазейского плоскогорья. Слагающие ее трахиты, трахилипариты, трахидациты согласно залегают на нельканских эффузивах, а с липаритами и трахилипаритами чебыгылахской свиты имеют постепенные переходы и образуют толщи переслаивания. Вблизи высоты с отм. 954 м описан залегающий в основании свиты экструзивный купол, достигающий 6 км в поперечнике, имеющий мощность 400 м и сложенный липаритами и трахилипаритами. Восточнее наблюдалось перекрытие купола 200-метровой толщей переслаивания трахитоидных лав и туфов. Юго-восточнее, в бассейне р. Северная Седедема, рассматриваемые образования формируют обширный, залегающий на чебыгылахских липаритах покров, в основании которого повсеместно прослеживается горизонт обсидианов.

В бассейне р. Средняя Седедема в разрезе свиты отмечено большое количество потоков трахиандезитов и трахидацитов и множество мелких экструзивных куполов трахилипаритов. На юге Алазейского плоскогорья, в бассейне р. Амгиндя-Тирехтях, расположено обширное вулканическое поле, сложенное на 90% туфами трахитового состава. Здесь З. Б. Флоровой описано шесть горизонтов туфов мощностью от 20 до 100 м, переслоенных отдельными лавовыми потоками. Максимальная мощность свиты в районе достигает 650 м, а ее возраст определяется фактом согласного налегания на флористически охарактеризованные осадки апта — альба.

Хангатасская свита прослеживается в пределах наиболее возвышенных частей Алазейского плоскогорья, слагая серию куэстообразованных останцов — реликтов некогда обширного вулканического покрова. В ее строении принимают участие двупироксеновые, авгитовые, гиперстеновые, оливинные и лейкократовые базальты, андезито-базальты и трахибазальты, реже щелочные базальты, туфы и шлаки, согласно залегающие на нижележащих вулканических толщах.



Наиболее полный и представительный разрез свиты описан на пологом водоразделе рек Средняя Седедема и Амгиндя-Тирехтях. Здесь на трахиандезитах североседедемской свиты согласно залегает покров, состоящий из 15 потоков мощностью от 10 до 32 м (общая мощность разреза 315 м). Наблюдается закономерная смена вверх по разрезу лейкократовых базальтов и андезито-базальтов гиперстенновыми и оливиновыми разностями. Аналогичная картина наблюдается и на других участках, а иногда разрез завершается потоками щелочных лейцитовых базальтов. Общая мощность свиты в районе 450 м.

Нижний возрастной предел рассматриваемых образований, определяется фактом согласного налегания их на трахитоиды североседедемской свиты и осадочные породы апт-альбского возраста, а верхняя возрастная граница не ясна и определяется косвенно. Так, формирование рыхлых осадков Приморской низменности началось, по мнению В. А. Виноградова, в датском веке и протекало на фоне спокойного погружения территории. Весь Колымо-Индибирский район в это время испытал пенепленизацию, здесь неизвестны достоверные проявления палеогенового магматизма, поэтому и возраст свиты считается позднемеловым.

Меловые интрузии Алазейского плоскогорья тесно связаны с развитыми здесь вулканическими образованиями. Нами выделяются четыре группы интрузий: раннемеловая: габбро-диоритов — диоритов — гранодиоритов и позднемеловые: гранит-порфиоров, сиенит- и монцонит-порфиоров и щелочных арфедсонитовых гранитов. Субвулканы представлены телами андезитов, липаритов, трахитов и базальтов.

Габбро-диориты, диориты и гранодиориты образуют серию небольших штоков, даек и пластовых тел, пространственно приуроченных к полям развития вулканических нельканской свиты. Наиболее крупный массив размером 12×5 км описан И. М. Русаковым, А. Г. Кацем и А. П. Ставским на р. Тирехтээх. Судя по хорошо обнаженной северной его части, он имеет сложные извилистые границы, более крутой, почти вертикальный северо-восточный и пологий юго-западный контакты. Строение массива неоднородно. На юге, по левому берегу р. Тирехтээх, прослежены более кислые разновидности пород, часто кварцсодержащие диориты, тогда как на севере, в отрогах г. Кыям, развиты меланократовые габбро-диориты. Описанное тело сопровождается двумя наибольшими штоками — сателлитами (по 500 м) лейкократовых мелкозернистых диоритов.

Интрузивный массив на р. Бергеник-Юрэх представляет собой крутопадающий изометричный в плане шток, достигающий 4 км в поперечнике. В краевых его частях развиты более кислые мелкозернистые кварцевые диориты, тогда как в центре появляются средне- и крупнозернистые габбро-диориты и меланократовые габбро. Несколько севернее, на правом водоразделе р. Бергеник-Юрэх, прослежены горизонтально залегающие пластовые тела (возможно, субвулканические) мощностью до 20 м, прорывающие песчаники верхней юры. Ряд мелких штоков и даек отмечен по левому борту этого ручья. Все они сложены однообразными диоритовыми порфиритами и габбро-диабазам.

Интрузия диоритов (до 1,5 км в поперечнике) прослежена в береговых обрывах р. Бадяриха, где она прорывает андезиты нельканской свиты. Массив сложен мелко- и среднезернистыми диоритами, рассеченными многочисленными жилами микрограносиенитов и аплитов мощностью от первых сантиметров до 2—3 м. В центральных частях ограниченных жилами блоков наблюдаются более темные обособления, сложенные пироксен-амфиболовыми меланократовыми габбро, связанными с окружающими их диоритами постепенными переходами.

Гранит-порфирами сложено шесть хорошо изученных интрузивных массивов, наиболее крупный из которых — Нельканский. В верховьях р. Нелькан наблюдались два небольших сопряженных лополита, обра-

зующих единый, вытянутый в меридиональном направлении массив размером  $6 \times 9$  км. Нижние поверхности лополитов падают под углом  $20-30^\circ$  от периферии к центру, а общая верхняя представляет собой пологий свод, осложненный в ряде мест провесами кровли. Мощность интрузивного тела 500 м, слагающие его гранит-порфиры внедрились вдоль поверхностей напластования нельканских эффузивов. Аналогичное строение имеет, по-видимому, лополит Южный, закартированный в истоках ручья Шаговского на площади  $10 \text{ км}^2$ . Этот массив сложен аналогичными слабо раскристаллизованными гранит-порфирами, в его кровле отмечаются крупные контаминированные ксенолиты вмещающих пород нельканской свиты. Эродирован массив незначительно; это позволяет предполагать, что его размеры значительно превосходят площадь выхода на поверхность. На крайнем северо-востоке рассматриваемой территории, в бассейне р. Огустах, и на правом берегу р. Алазея отмечена серия мелких штоков и небольших лополитов, сложенных однородными гранит-порфирами с микропегматитовой структурой (гранофирами). Лополиты прослеживаются по простиранию на  $2-4$  км, имеют мощность до 40 м, а штоки достигают 200 м в поперечнике.

Сиенит-порфиры и монцонит-порфиры развиты в верховьях р. Чуогур-Юрюйэ и в бассейне р. Кадылчан, где образуют серию секущих и согласных с напластованием тел сравнительно небольшой мощности. В бассейне р. Чуогур-Юрюйэ и на ее водоразделе с Алазеей наблюдался рой даек, простирания которых меняются от северо-восточного до юго-западного, повторяя ориентировку расположенного здесь дугового разлома. Мощность даек ограничивается первыми метрами, протяженность — сотнями метров, они сложены однородными массивными монцонит-порфирами и сиенит-порфирами и залечивают многочисленные трещины, оперяющие дуговой разлом. Согласно с вмещающими породами интрузивное тело, расположенное на этом же участке, внедрилось вдоль контакта верхнеюрских отложений и трахитов североседедемской свиты. Оно имеет форму асимметричного лакколита, южный контакт которого крутой, рвущий, а северный пологий, согласный со слоистостью. Лакколит достигает 160 м мощности, 6 км в поперечнике, а слагающие его монцониты и кварцевые монцониты в эндоконтактных частях переходят в трахиандезиты.

В бассейне р. Кадылчан расположена серия интрузивных тел разнообразной формы, сложенных порфировыми разностями монцонитов, сиенитов, диоритов, гранодиоритов и граносиенитов. Наиболее крупный сложенный монцонитами лополит имеет размеры  $7 \times 4$  км, его контакты падают вовнутрь под углом  $15-20^\circ$ , а иногда до  $30^\circ$ . Пластовые тела достигают мощности 250—350 м и прослеживаются на  $2-4$  км по простиранию. Описываемые массивы приурочены к зоне протяженного Кадылчанского разлома, ограничивавшего в раннемеловое время грабен-синклинальную впадину. Вмещающими породами являются палеозойские метабазальты, угленосные осадки кадылчанской свиты и позднемеловые трахитоиды.

Щелочные гранит-порфиры представлены двумя массивами: Леоалазейским и Усть-Муустаховским. На левобережье Алазеи, ниже устья ручья Буор-Юрэх, на протяжении 6 км прослежено крутопадающее на северо-запад пластинообразное тело мощностью около 200 м. Щелочные гранит-порфиры, слагающие интрузию, прорывают здесь вулканы североседедемской свиты. Аналогичными породами сложен небольшой шток, прорывающий верхнемеловые трахитоиды вблизи устья р. Муустах-Юрэх. Установить точные его размеры невозможно из-за плохой обнаженности участка, но, по-видимому, он достигает 5 км в поперечнике. В экзоконтакте рассматриваемой интрузии наблюдались маломощные (первые десятки сантиметров) прожилки сиенит-порфиров. Вероятно, аналогичными эгиринсодержащими сиенит-порфирами сложе-

Химические составы меловых магматических пород Алазейского плоскогорья

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	53,47	60,67	67,57	55,36	64,83	72,93	73,25	74,45	71,99	64,32	67,80	71,59	48,69	53,08	59,52
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,88	0,41	0,71	0,54	0,31	0,25	0,40	0,18	0,80	0,29	0,25	1,22	1,65	1,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,16	17,40	16,54	16,47	15,95	15,13	13,22	13,53	14,51	16,09	15,75	14,19	18,14	18,10	16,44
FeO <sub>3</sub>	3,05	2,35	3,68	1,36	2,81	0,82	1,91	1,13	1,41	2,43	1,77	1,30	3,75	2,73	4,35
FeO	5,74	3,06	0,36	6,87	1,95	0,72	0,94	1,11	1,55	2,53	1,95	1,76	7,28	5,70	2,08
MnO	0,18	0,07	0,12	0,22	0,08	0,01	0,07	0,06	0,06	0,15	0,12	0,11	0,47	0,43	0,09
MgO	4,03	2,33	0,18	4,76	2,01	0,30	0,06	0,18	0,06	1,24	0,63	0,21	3,78	3,62	3,36
CaO	7,83	5,33	1,26	5,90	3,56	0,75	0,33	0,50	0,27	2,50	1,07	0,28	7,85	7,32	5,41
Na <sub>2</sub> O	2,87	4,87	4,23	3,95	3,80	3,65	4,72	4,14	4,65	4,76	4,51	5,41	4,49	4,04	4,13
K <sub>2</sub> O	1,30	1,38	4,11	1,54	3,64	4,29	4,50	4,15	4,63	4,42	4,52	5,07	1,22	1,74	2,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,33	0,14	0,35	0,15	0,10	0,04	0,02	0,03	0,23	0,11	0,08	0,23	0,75	0,36
П. п. п.	2,49	1,61	0,89	2,15	0,67	1,37	0,43	0,26	0,49	0,60	1,71	0,88	3,57	1,50	1,36
Σ	100,48	100,28	99,49	99,64	99,99	100,38	99,72	99,63	99,53	100,07	100,23	101,13	100,39	100,36	100,68

Примечание. 1 — 3 — нельканская свита; 1 — андезит-базальт, верховья р. Бергеня; Юрэх, 2 — андезит, верховья Огорохи, 3 — дацит, верховья р. Нелькан; 4 — 5 — раннемеловые интрузии; 4 — габбро-диорит, устье р. Орто-Тирехтах, 5 — диорит, гора Кыйак; 6 — 7 — чебыгалакская свита; 6 — липарит, бассейны р. Тордох-Юрэх, 7 — трихилларит, бассейн р. Чуогуур-Юрöhe; 8 — гранит-порфириты Нельканской массы; 9 — 10 — североседедемская свита; 9 — гранилларит, ручей Дуговой, 10 — трахит, р. Алазей; 11 — моцонит-порфириты, р. Чуогуур-Юрöhe; 12 — щелочные гранит-порфириты, р. Муустак-Юрэх; 13 — 15 — хангаласская свита, базальты и андезит-базальты, осевая часть хр. Хангалас-Тас.

ны два массива, описанные Ю. Т. Николаевым на юге Алазейского плоскогорья.

Эндоконтактовые изменения всех описанных выше интрузивных массивов выражаются в образовании зон слабобораскристаллизованных пород мощностью в несколько десятков метров. В экзоконтакте с верхнеюрскими и нижнемеловыми осадочными породами последние интенсивно ороговикованы и осветлены. В бассейне р. Чуогуур-Юрöhe наблюдались широкие поля светлых роговиков, образовавшихся в связи с насыщением толщи большим количеством близко расположенных даек. Экзоконтактовые изменения вулканитов незначительны. Они заключаются в эпидотизации и некотором осветлении пород, однако мощности таких зон не превышают обычно нескольких десятков метров.

Раннемеловые интрузии прорывают липариты чебыгалакской свиты и перекрываются позднемеловыми трахитами. Позднемеловые интрузии прорывают североседедемские вулканиты и служат вмещающими породами для базальтовых даек.

Субвулканические образования мелового возраста представлены пластовыми телами, дайками и штоками, широко распространенными в пределах полей развития меловых вулканитов. Слагающие их андезиты, липариты, трахиты и базальты незначительно отличаются от своих эффузивных аналогов и имеют близкий с ними возраст.

Таким образом, в течение мелового периода на рассматриваемой территории накопилось значительное количество разнообраз-

ных по составу магматических продуктов. Описываемым образованиям принадлежит ведущая роль в геологическом строении района, с ними связаны все основные проявления полезных ископаемых, поэтому изучение вещественного состава меловых магматических комплексов и их тектонического положения представляет собой не только интересную теоретическую, но и важную практическую задачу. Для решения ее необходимо в первую очередь разобраться в особенностях вещественного состава пород, слагающих выделенные вулканические свиты и интрузивные группы. Для этого рассмотрим их по порядку.

В составе нельканской свиты описаны андезиты-базальты, андезиты, дациты и липариты, содержания главных породообразующих окислов в которых приведены в таблице<sup>1</sup>. Характерная петрографическая особенность пород свиты — присутствие в них явно наложенного калиевого полевого шпата, количество которого достигает 3—5, а иногда и 10% их объема. С этим связаны многие петрохимические особенности рассматриваемых вулкаников, затрудняющие изучение их первичного состава. На диаграмме А. Н. Заварицкого вариационная линия состава

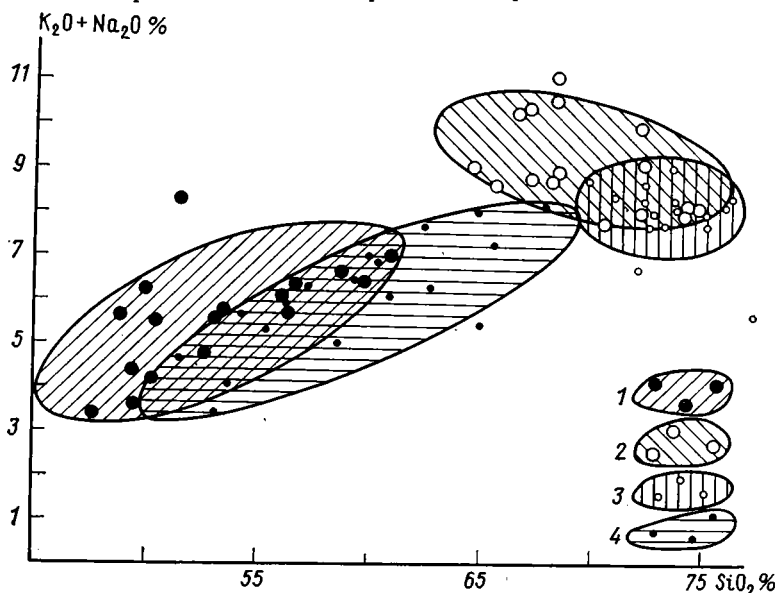


Рис. 3. Диаграмма щелочи — кремнезем меловых магматических пород Алазейского плоскогорья  
Комплексы: 1 — хангатасский, 2 — североседедемский, 3 — чебыгылахский, 4 — нельканский

пород свиты проходит вблизи точек среднего липарита, андезита, андезиты-базальта, несколько отклоняясь в сторону увеличения параметра А, что связано, очевидно, с появлением вторичного калиевого полевого шпата. В составе нельканской свиты резко преобладают пироксен-амфиболовые андезиты, причем относительные количества упомянутых темноцветных минералов в них варьируют в довольно широких пределах. Плагноклаз-андезин составляет обычно 50—70% от общего количества вкрапленников в породе. Калиевый полевой шпат самостоятельных фенокристаллов не образует, а развивается в виде вторичных оторочек по плагноклазу.

Практически все разновидности нельканских эффузивов умеренно насыщены щелочами, что позволяет отнести их к известково-щелочной серии пород, по Х. Куно [2] (рис. 3); некоторое преобладание натрия

<sup>1</sup> При описании вещественного состава вулканических образований соответствующие суббулканы рассматриваются вместе с ними.

над калием видно по диаграмме А. Н. Заварицкого. Величина общей железистости  $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})]$  относительно постоянна, при изменении содержания  $\text{SiO}_2$  от 53 до 72% она повышается от 0,65 до 0,85 (рис. 4). Формационная принадлежность рассматриваемых вулканитов особых затруднений не вызывает. Они относятся нами к андезитовой формации [3, 4], характеризующейся широким петрографическим набором пород — от андезито-базальтов до липаритов при резком преобладании андезитов, четкой стратифицированностью, наземными условиями извержений, незначительным количеством сопровождающих осадочных образований и боуэновским трендом дифференциации исходного расплава.

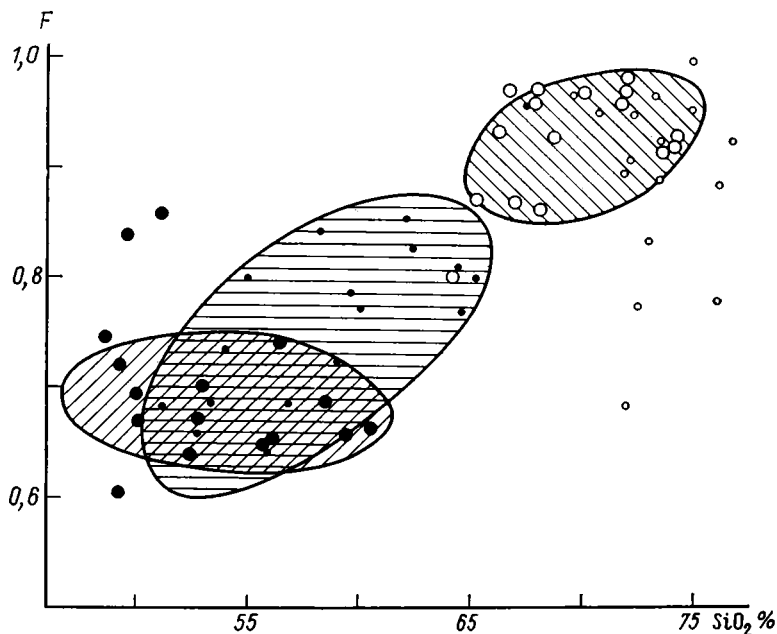


Рис. 4. Диаграмма общая железистость — кремнезем меловых магматических пород Алазейского плоскогорья. Условные обозначения см. на рис. 3.

Раннемеловые габбро-диориты, диориты и гранодиориты по составу весьма близки к эффузивам нельканской свиты, что, в частности, видно на диаграмме А. Н. Заварицкого. Принадлежность их к диорит-гранодиоритовой формации [4] (габбро-диорит-гранодиоритовой, по Ю. А. Кузнецову) вроде бы не встречает возражений, тем более, что эти образования часто выделяются в совместные с андезитовой формацией андезит-диоритовые комплексы. В частности, на Северо-Востоке СССР вулcano-плутоническая ассоциация такого состава выделена М. Г. Руб [8] в пределах Балыгычано-Сугойской зоны, причем комагматичность эффузивных и интрузивных членов ассоциации доказана сходством петрохимических и петрографических особенностей, близостью возраста и приуроченностью к одним и тем же структурным элементам.

Таким образом, вулканические образования нельканской свиты и раннемеловые интрузии Алазейского плоскогорья рассматриваются нами в качестве единого последовательно дифференцированного магматического комплекса, формирование которого происходило, по-видимому, на переходной стадии развития земной коры, в условиях ее тектонического сжатия [4].

Чебыгылахская свита сложена в основном липаритами и их туфа-

ми, в верхней части разреза которых присутствуют подчиненные прослои трахилипаритов. Приведенные в таблице содержания породообразующих окислов и положение фигуративных точек на петрохимических диаграммах (см. рис. 3, 4) позволяют понять основные особенности вещественного состава рассматриваемых образований. Последние близки по составу к нормальному граниту. Липариты умеренно насыщены щелочами (8—8,5%), а отношение калия к натрию в них близко к 1 (известково-щелочная серия) (см. рис. 3). В трахилипаритах суммарное содержание щелочей увеличивается до 9%. Коэффициент железистости в большинстве разновидностей рассматриваемых пород близок к 1, а встречающиеся иногда большие значения характеристики «b» А. Н. Заварицкого связаны с пересчетом окисного железа на силикатное (количество магнетита в породе достигает 2—4%).

Позднемеловые гранит-порфиры имеют аналогичный состав, а в ряде мест и близкие к липаритам петрографические особенности. Так, в пределах массива Южный, расположенного в верховьях ручья Шаговского, описаны порфировые породы с фельзитовой основной массой. Пламенно-фотометрический анализ показал, что калий-рубидиевое отношение в них колеблется от 1200 до 1500. Приведенные данные позволяют нам рассматривать интрузивные гранит-порфиры, липариты чебыгылахской свиты и связанные с ними субвулканические образования в качестве единого вулкано-плутонического комплекса, вещественный состав которого свидетельствует о его происхождении за счет селективного плавления гранитного слоя.

Североседедемская свита сложена в основном трахитами, трахидацитами, трахилипаритами и их туфами, типичные содержания породообразующих окислов в которых приведены в таблице. Рассматриваемые образования взаимоотносятся с подстилающими липаритами через толщу переходных пород, такие же переходного типа трахилипариты присутствуют иногда и внутри разреза свиты. Главными особенностями вещественного состава трахитоидов является повышенное содержание в них щелочей, достигающее 11% (щелочная серия, см. рис. 3), некоторое уменьшение железистости от 0,95 в трахилипаритах до 0,85 в трахитах (см. рис. 4). Плавные изменения вещественного состава вулканитов при переходе от чебыгылахской к североседедемской свите вызывают, естественно, и появление новых минеральных ассоциаций. Так, при переходе от липаритов к трахилипаритам и далее трахитам в породах постепенно увеличивается содержание биотита, в сильно варьирующих, чаще незначительных количествах появляются роговая обманка и авгит, а в трахитах постоянно присутствует магнезиальный ортопироксен — эвлит. Важно наличие в породах этих свит двух генераций калиевого полевого шпата. Первая представлена санидином и ортоклазом вкрапленников, а вторая — адуляром, образующим явно наложенные ромбические кристаллы в основной массе лав и туфов.

Позднемеловые интрузивные монцонит- и сиенит-порфиры, слогающие небольшое пластовое тело на водоразделе рек Чуогур-Юрюйэ и Алазея, отличаются от вмещающих их североседедемских лав лишь несколько большей степенью раскристаллизованности основной массы, а вещественный состав их совершенно аналогичен. Интрузии кадылчанского (по А. Г. Кацу) комплекса (бассейн р. Кадылчан) включают в себя не только монцониты и сиениты, но и гранодиориты, являющиеся переходными по отношению к расположенным тут же гранит-порфирам Нельканского массива. Рассмотренные позднемеловые интрузии следует, по-видимому, относить к монцонит-сиенитовой формации [4], широко распространенной в областях тектоно-магматической активизации.

Позднемеловые щелочные арфведсонитовые гранит-порфиры развиты в пределах Алазейского плоскогорья локально, но их присутствие здесь принципиально важно и говорит о наличии достаточно типичной

щелочно-гранитовой формации [4]. Характерными ее особенностями являются высокая щелочность пород (таблица), коэффициент агапитности более 1, трещинная и кольцевая форма массивов, циркон-сфен-апатит-флюоритовая ассоциация аксессуарных минералов. Весьма существенно, на наш взгляд, совпадение на плоскости ASB диаграммы А. Н. Заварицкого вариационных линий щелочных гранитов рассматриваемого района и Восточно-Африканской рифтовой зоны.

Описанные выше трахитоиды североседедемской свиты, монцонит и сиенит-порфиры настолько близки по вещественному составу и возрасту, что представляется совершенно логичным объединение их в единый вулканоплутонический комплекс, постепенно сменяющий во времени кислый чебыгылахский магматизм. Щелочные гранит-порфиры стоят несколько особняком, но их генетическая близость с североседедемским комплексом не вызывает сомнений.

Завершающие меловой магматизм Алазейского плоскогорья образования хангатаской свиты представлены базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, реже щелочными базальтами и андезитами, содержания породообразующих окислов в которых приведены в таблице. Перечисленные породы отличаются рядом весьма специфических петрографических черт, из которых прежде всего следует выделить их лейкократовость. Темноцветные минералы либо отсутствуют во вкрапленниках совсем (лейкократовые базальты), либо составляют не более 20—40% их объема. Моноклинный пироксен представлен авгитом и пижонитом, ромбический пироксен — гиперстеном, оливин — гилосидеритом ( $f_{a_{20-50}}$ ), т. е. все они богаты железом. Содержание рудных минералов достигает 5—7% объема породы, аксессуарные представлены апатитом, сфеном, рутилом, ильменитом. Характерны низкие показатели преломления стекла, свидетельствующие о кислом его составе.

Перечисленные минералого-петрографические особенности базальтоидов проявляются и в их химическом составе. Так, в большинстве исследованных разновидностей присутствует нормативный кварц в количестве до 10%, а содержание щелочей достигает 4—6% (см. рис. 3), что позволяет отнести их к щелочной серии пород, по Х. Куно [2]. Величина общей железистости рассматриваемых образований снижается от 0,72 до 0,66 при росте кремнекислотности от 48 до 60% (см. рис. 4). На рис. 4 и 5 отчетливо видно, что рассматриваемые базальты располагаются в пределах очень широкого интервала содержания  $SiO_2$ , причем даже наиболее кислые разновидности содержат в микролитах основной массы лабрадор № 50—55. Это, а также наличие в породах значительного количества ксенокристаллов кварца и калиевого полевого шпата свидетельствует об участии в формировании данных пород процессов ксеногбридизма, аналогичных описанным для Восточного Забайкалья [7].

Описанные особенности вещественного состава базальтоидов хангатаской свиты, тесная пространственная связь их с чебыгылахскими липаритами позволяют нам выделить в пределах Алазейского плоскогорья контрастно построенную липарит-лейкобазальтовую формацию [4], имеющую в данном регионе несколько специфичный состав. Это в основном относится к липаритовой части ассоциации, которая, как уже было отмечено выше, со временем постепенно меняла свой состав с липарит-трахилипаритового на трахилипарит-трахитовый. Еще одна особенность формации на Алазейском плоскогорье — синхронное с ней появление типичных щелочных гранитов. Таким образом, в течение аптского, альбского веков и позднемеловой эпохи в рассматриваемом районе господствовали условия тектонического растяжения земной коры, приведшие к формированию бимодальной серии пород липарит-лейкобазальтовой и щелочно-гранитовой формаций.





зойских интрузивных тел диоритов и плагиогранитов. Крылья Алазейского антиклинория конформны по отношению к его ядру и сложены средне- и позднеюрскими терригенными образованиями, смятыми в брахиформные, линейные, реже изоклиналильные складки и разбитыми сбросами, иногда надвигами.

Хангатасское вулканическое поле, сложенное горизонтально залегающими меловыми вулканогенно-терригенными толщами, является очень пологой мульдобразной структурой, несогласно наложенной на более древнее складчато-покровное сооружение Алазейского антиклинория. Его внутреннее строение определяется наличием двух генеральных направлений разломов, одно из которых частично наследует ориентировку палеозой-раннемезозойских швов, а второе имеет меридиональное простирание и не обнаруживает связи с ранее существовавшей структурой.

Наиболее крупный из частично унаследованных — Маганский разлом впервые выделен на карте аномалий силы тяжести Е. Г. Саврасовым, а затем отдешифрирован нами на аэрофотоснимках и подтвержден полевыми исследованиями. В пределах Алазейского плоскогорья он разбивается на две ветви. Северная ветвь прослежена от р. Индигирки в верховьях р. Шангина и далее на восток к оз. Калгын. Южная начинается в истоках левых притоков р. Огорохи, где совпадает с простиранием структур домелового доколя, и тянется в северо-восточном направлении в истоки р. Шангина, а затем меняет ориентировку и следует параллельно северной ветви на восток к оз. Калгын и далее до р. Колымы. К Маганскому разлому приурочены неокомские вулканиты, развитые на севере Алазейского плоскогорья, на междуречье рек Колымы и Алазеи и в бассейне р. Березовки. Несколько хуже выражена субпараллельная маганской серия разрывных нарушений, протягивающаяся из среднего течения р. Седедема на северо-восток до устья р. Березовки и контролирующая развитие раннемелового магматизма на левобережье Колымы.

Таким образом, на всем протяжении описанных выше зон унаследованных разрывных нарушений от Алазейского плоскогорья на западе до бассейна р. Березовки на востоке к ним тяготеют вулканогенно-осадочные толщи неокомского возраста (рис. 5). Учитывая описанные выше особенности вещественного состава нельканского магматического комплекса, можно, по-видимому, достаточно уверенно говорить о сжимающем характере тектонических напряжений в пределах этих зон, имевшем место в начале раннего мела.

Наиболее молодой структурой в районе является впервые выделенный Е. Г. Саврасовым Нижнеиндигирский разлом. Для прослеживания его отдельных элементов нами были проведены специальное изучение региональных геофизических материалов, дешифрирование аэро- и космифотоснимков и тщательные полевые наблюдения. В результате этих исследований зона Нижнеиндигирского разлома была протянута на 500 км от устья р. Индигирки на севере, через хр. Улахан-Сис, в районе пересечения его Индигиркой, до р. Ожогойной на юге. Ширина зоны колеблется от 20—30 км в районе хр. Улахан-Сис и 60—80 км в низовьях Индигирки до 100 км на Алазейском плоскогорье. Характер северного окончания разлома не ясен, а в южной своей части он испытывает виргацию, распадаясь на два пучка. Западный пучок имеет меридиональное простирание и тянется вдоль рек Бадяриха и Ойун, а восточный фиксируется в восточных отрогах Алазейского плоскогорья в виде ряда кулисообразно расположенных юг-юго-восточного направления швов. В пределах рассматриваемой зоны расположена серия кольцевых структур, маркирующих куполовидные поднятия и кальдеры проседания. Грабен-синклиналильные впадины, выполненные терригенными толщами кадылчанской свиты, имеют северо-восточное про-

стирание и наследуют древний структурный план, а по отношению к Нижнеиндигирской зоне расположены диагонально.

К зоне описываемого разлома пространственно приурочены контрастные вулканиты апт-альбского и поздне мелового возраста, расположенные в пределах Алазейского плоскогорья, а также синхронные с ними липариты и базальты в низовьях р. Индигирки. Как уже было отмечено выше, магматические продукты бимодальных серий формируются обычно в условиях тектонического растяжения, следовательно, у нас есть все основания считать, что в конце раннего и в позднем мелу вдоль зоны Нижнеиндигирского разлома происходили растяжение и частичная перестройка структуры земной коры.

Таким образом, процесс формирования меловых вулканогенно-осадочных толщ на Алазейском плоскогорье отчетливо подразделяется на два этапа, принципиально отличающиеся типами господствовавших геодинамических режимов. В неокочское время вдоль зоны Маганского и сопряженных с ним разломов происходило тектоническое сжатие земной коры, обусловившее появление здесь последовательно дифференцированной серии пород базальт-андезит-липаритового состава. В апт-альбское и поздне меловое время в результате смены характера тектонических напряжений земная кора в районе испытывала растяжение вдоль зоны Нижнеиндигирского разлома, что повлекло за собой формирование контрастной (липарит-базальтовой) серии вулканических пород и интрузий щелочных гранитов.

#### Литература

1. *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.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 32—45.
2. *Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 249—262.
3. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 388 с.
4. Магматические формации СССР. Т. 1, 2/Ред. Масайтис В. Л./Л.: Недра, 1979. 320, 280 с.
5. *Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И.* Еще раз о проблеме Колымского массива.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 43—55.
6. *Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дегтярев В. С., Савоткина А. К., Артемов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П.* Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 18—31.
7. *Никольская И. П.* Эволюция поздне мезозойского вулканизма Восточного Забайкалья.— В кн.: Закономерности формирования и металлогения активизированных зон Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1975, с. 93—103. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 207).
8. *Руб М. Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугойского и Мяочанского районов). М.: Наука, 1970. 363 с.
9. *Русаков И. М., Виноградов В. А.* Эвгеосинклиальная и миогеосинклиальная области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. Л., 1969, вып. 15, с. 5—27.
10. *Шарковский М. Б.* Тектоника Колымо-Индигирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 44—60.

УДК 551.242.22(571.66)

ШАПИРО М. Н.

**СООТНОШЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЕЖИМА  
И РЕЖИМА ОСТРОВНОЙ ДУГИ (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ)**

Среди верхнемеловых толщ Камчатки преобладают подводно-вулканогенные, как правило, кремнисто-вулканогенные формации существенно базальтового состава, а также терригенные формации аспидного и реже флишевого типа. Это типичный эвгеосинклиальный комплекс. Верхнекайнозойские формации, или формации островной дуги, представлены андезитовой наземно-вулканогенной (порфировой) формацией, обрамленной молассоидами, не содержащими автохтонных вулканитов. По направлению к Тихому океану в пределах континентального склона, глубоководного желоба и ложа они замещаются формацией глубоководных илов. Столь резкая разница в составе формаций этих двух этапов не позволяет сводить геосинклиальный режим к режиму островной дуги, который по формационным признакам близок к орогенному режиму, хотя и имеет специфические черты. Таким образом, мезозойско-кайнозойская история Камчатки отражает смену двух существенно различных тектонических режимов: геосинклиального и островодужного. В общем случае соотношения этих двух режимов близки к соотношениям геосинклиального и орогенного режимов.

Проблема, вынесенная в заголовок статьи, имеет как региональные, так и методические аспекты. И хотя в дальнейшем будет рассматриваться преимущественно региональный камчатский материал, вначале необходимо коснуться более общего вопроса, который можно сформулировать так: в каких соотношениях находятся те тектонические структуры, которые мы называем геосинклиналами, и те, которые мы привыкли называть островными дугами? Ответы на этот вопрос предлагались неоднократно, но ни один из них не получил общего признания. Многие трудности в решении этой проблемы вызываются совершенно различными способами формирования самих понятий: геосинклиаль и островная дуга.

Термин «островная дуга», если не понимать его в буквальном географическом смысле как дугу островов, а придавать ему какой-то тектонический смысл, является либо синонимом более длинного, но более содержательного термина «переходная зона тихоокеанского типа», либо означает часть этой переходной зоны — собственно поднятие, сопряженное с глубоководным желобом. В дальнейшем этот термин будет употребляться главным образом в его более широком значении. Полный комплекс структур переходной зоны тихоокеанского типа, или островной дуги, расположенный между ложем океана и краем материка, состоит, как известно, из глубоководного желоба, сложного по морфологии поднятия собственно дуги, увенчанного цепью вулканов, и впадины краевого моря. Там, где такие впадины отсутствуют, мы имеем дело с окраинами андийского типа, которые по другим чертам современного строения близки к островным дугам, и обычно рассматриваются в этом же ряду структур. К внутреннему склону желоба приурочен выход на поверхность сейсмофокальной зоны Беньоффа. Значения аномалий Фая и изостатических аномалий минимальны над желобом и достигают максимума над дугой. Желоб характеризуется

минимальными значениями теплового потока, а многие структуры вулканической дуги и внутреннего моря — повышенными. Эти всем хорошо известные признаки островных дуг перечисляются здесь только для того, чтобы подчеркнуть, что для отнесения какой-то конкретной структуры к этому классу совершенно не нужно знать, какими породами сложены те или иные ее элементы, какова их геологическая история. Островная дуга как тектоническая структура определяется через рельеф и современные процессы, поддающиеся достаточно точному измерению. Это физико-геологическое понятие. Геодинамический режим островных дуг изучается непосредственно в действии.

Иначе обстоит дело с геосинклиналями. Это понятие возникло при изучении палеозойских складчатых сооружений Америки и было развито на материале европейской альпид. На базе изучения как вещественного заполнения этих складчатых областей, так и тектонических деформаций в их пределах, была выявлена повторяющаяся от места к месту последовательность геологических событий, которая и рассматривается как геосинклинальное развитие. В основных чертах это развитие сводится к интенсивному прогибанию и накоплению мощных осадочных и вулканогенных толщ на ранних стадиях и к последующей сложной деформации этих толщ, сопряженной с метаморфизмом, внедрением интрузий и заполнением локальных прогибов. Область, охваченная этими процессами, определяется как геосинклиналь, а их результатом является превращение геосинклинали в складчатую область или ороген. Иными словами, геосинклинали можно определить как структуры, которые развиваясь, превращаются в складчатые области, и само понятие геосинклинали тесно связано с представлениями об особом типе длительного развития крупных участков земной коры. Понятие геосинклинали есть историко-геологическое понятие. Поэтому геосинклинали и области островных дуг по определению, вернее, по способу формирования самих понятий далеко не тождественны. В то же время в содержании этих понятий нет ничего взаимоисключающего. Это могут быть как разные явления, так и одно и то же явление, описываемое по различным наборам признаков.

При выделении геосинклиналей как класса тектонических структур сразу же встал вопрос о существовании современных геосинклиналей. Главными кандидатами на это звание и являются области современных островных дуг и сопряженных с ними прогибов. Не рассматривая здесь этот вопрос в историческом плане (кто, когда и как сопоставлял островные дуги и геосинклинали), подчеркнем, что в настоящее время представление о достаточно полном соответствии современных областей островных дуг древним геосинклиналям настолько господствует, что в большинстве случаев принимается без доказательств. В частности, последнее издание БСЭ прямо определяет островные дуги как выраженные в рельефе структуры современных геосинклинальных систем. Подобный актуалистический подход к геосинклиналям присущ и тектонике плит. В ее рамках становление складчатой области, т. е. то, что обычно называется геосинклинальным процессом, распадается на два основных этапа. Первый этап — это формирование фундамента геосинклинали и нижней части его чехла при раздвижении плит. Второй этап охватывает сложные процессы, происходящие вблизи границы сближающихся плит. Именно на этом этапе возникают системы островных дуг и связанных с ними структур. Устоявшаяся деление геосинклинальной истории на раннюю и зрелую было соотнесено с этими новыми представлениями, и развитие геосинклинали часто разбивают теперь на две стадии «океаническую» и «островодужную». Таким образом, и в рамках тектоники плит системы островных дуг рассматриваются как аналоги древних геосинклиналей. Однако существуют и другие точки зрения на природу современных островных дуг, совпадаю-

щие в отрицании правомерности их сопоставления с геосинклиналями геологического прошлого [6, 9, 31]. Думается, что этот вопрос не потерял актуальности как в теоретическом, так и в практическом отношении.

Каков же обычный подход к сравнению геосинклиналей и островных дуг? В основе большинства попыток лежат палеотектонические реконструкции геосинклиналей: их палеорельефа, магматизма и осадконакопления. Эти показатели сравниваются с соответствующими показателями современных островных дуг. Исходным материалом для палеотектонических реконструкций является главным образом анализ формаций парагенезов или ассоциаций горных пород, слагающих крупные геологические тела, отвечающие основным этапам развития складчатой области. Переход от формаций к палеотектонике сопряжен с введением в геологические построения дополнительных и иногда очень сильных гипотез, от которых часто зависит окончательная реконструкция. В этом одна из причин множественности палеотектонических реконструкций для одного и того же региона<sup>1</sup>. Подобные реконструкции, позволяя решать широкий круг задач, не являются, тем не менее, единственным способом сравнения древних геосинклиналей с современными островными дугами. Дело в том, что хотя островные дуги определяются прежде всего как современные структуры, они уже существовали какой-то промежуток времени, и в их пределах уже успели образоваться определенные геологические формации, которые можно непосредственно сравнивать с формациями геосинклиналей геологического прошлого. При этом мы хотя и обедняем характеристику обоих явлений, но сравниваем их по однородной группе объективных признаков. Реализация этого методического приема облегчается существованием широко известной закономерности в общем строении разреза большинства складчатых областей.

Нижние части этого разреза слагаются, как правило, кремнисто-вулканогенными формациями, либо мощными песчано-сланцевыми толщами так называемой аспидной формации. Выше залегают толщи преимущественно андезито-базальтовых подводных эффузивов и туфов, или порфиритовая формация, а также флишевые и известняковые толщи. Все они интенсивно дислоцированы и часто прорваны гранитными интрузиями. Выше с резким несогласием залегают преимущественно морские терригенные толщи нижней или морской молассы, которые сменяются континентальными грубообломочными накоплениями верхней молассы. Параллельно с накоплением моласс обычно идет формирование наземных андезитовых и липаритовых формаций или субсеквентных вулканитов. В деталях, в каждом конкретном случае все это выглядит значительно сложнее, но в основных чертах эта последовательность подтверждается в большинстве складчатых областей. Следует подчеркнуть, что это эмпирическая закономерность, не зависящая от ее палеотектонической интерпретации. Она лежит в основе ряда классификаций формаций складчатых областей, одним из удачных примеров которых является классификация В. Е. Хаина [32]. Именно с этой широко известной грубой последовательностью формаций в складчатых областях и будут сравниваться геологические формации Камчатки<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> В качестве примера можно указать на разнообразие представлений о тектонических условиях образования таких распространенных ассоциаций пород, как флиш и офиолиты.

<sup>2</sup> Существуют значительно более дробные классификации геосинклинальных формаций, построенные на литологической или парагенетической основе, однако во всех случаях более дробное разделение формационных типов не приводит к уточнению последовательности их смены в процессе геосинклинального развития. Следовательно, для наших целей большая детальность не дает преимуществ. Здесь же уместно подчеркнуть, что в любой геосинклинали существуют и отклонения от типичной последовательности. Так, грубообломочные молассы локально могут возникнуть на любом этапе рядом с резко выраженным поднятием, а ритмичные флишеидные толщи могут замещать по ла-

С точки зрения рассмотренных понятий (геосинклиналь и островная дуга) Камчатка занимает двойственную позицию. Поскольку это складчатая область, сформированная на месте глубоких прогибов, заполненных вулканогенно-осадочными толщами, то во время заполнения этих прогибов здесь, по определению, существовал геосинклинальный режим. Но, с другой стороны, в настоящее время Камчатка является частью Курило-Камчатской дуги, которая как единая структура существует по крайней мере с олигоцена [2, 9]. Следовательно, сравнение древних и молодых формаций Камчатки, рассмотренных в рамках единой классификации, будет по существу сравнением геосинклинальных и островодужных формаций на примере одного региона и позволит оценить правомерность отождествления геосинклинального режима с режимом островной дуги.

Если не считать ограниченных по размерам выходов метаморфических пород фундамента, нижняя часть разреза Камчатки повсеместно сложена верхнемеловыми породами, и вначале мы рассмотрим ее верхнемеловые формации (рис. 1). Их строение обобщено в ряде сводок и статей [8, 9, 22, 34]. Эти мощные, интенсивно дислоцированные толщи, как правило, очень бедные палеонтологическими остатками, в связи с чем их расчленение обычно проводится очень грубо, по литологическим признакам, а возраст не всегда устанавливается достаточно надежно и точно.

На Западной Камчатке и в Срединном хребте нижняя часть верхнемелового разреза представлена песчано-сланцевыми толщами мощностью до 3 км (лесновская серия и ее аналоги). Верхняя часть этого разреза (ирунейская серия и ее аналоги), имеющая сантон-кампанский возраст, представлена туфами, кремнистыми породами и подводными эффузивами, общая мощность которых достигает 7—9 км. С запада на восток роль эффузивов и грубообломочных туфов в этой части разреза увеличивается. Аналоги лесновской и ирунейской серий на Восточной Камчатке представлены преимущественно мощными кремнисто-вулканогенными толщами базальтового состава (валагинская серия), но на нескольких уровнях в них встречаются терригенные толщи и пачки, близкие по составу к верхнемеловым терригенным породам Западной Камчатки и имеющие иногда флишоидное строение.

Более верхняя часть мелового разреза, относящаяся скорее всего к верхам кампана и маастрихту, возможно с включением датского яруса, развита главным образом на Восточной Камчатке и на восточных склонах Срединного хребта. Для наиболее западных разрезов этого стратиграфического уровня (кирганикская свита Срединного хребта, хапицкая свита и ее аналоги в хр. Кумроч) характерны грубообломочные андезитобазальтовые туфы с горизонтами эффузивов, вулканомиктовых пород и кремней. В более восточных разрезах (ветловская свита, смагинская свита) нижняя часть этого интервала представлена кремнисто-базальтовыми ассоциациями, вверх переходящими в кремнистые аргиллиты или туффиты. Локально развиты молассоидные толщи (станиславская свита). Самые верхние горизонты верхнемелового разреза представлены на Восточной Камчатке терригенными толщами, частично имеющими флишоидное строение (дроздовская свита). Суммарная мощность верхней части мелового разреза на Восточной Камчатке достигает 7—8 км.

Общий формационный облик этих отложений достаточно ясен. В их составе можно выделить две главных ассоциации пород: терригенно-сланцевую и кремнисто-эффузивно-туфовую [13]. Большинство терригенно-сланцевых толщ приурочено к низам разреза и в наибольшей мере соответствует сланцево-граувакковой (аспидной) формации В. Е. Хаина

терали как аспидные формации, так и нижние молассы. Поэтому для правильного перехода от формаций к режиму необходимо рассматривать достаточно крупные регионы и ориентироваться на преобладающие формационные типы.

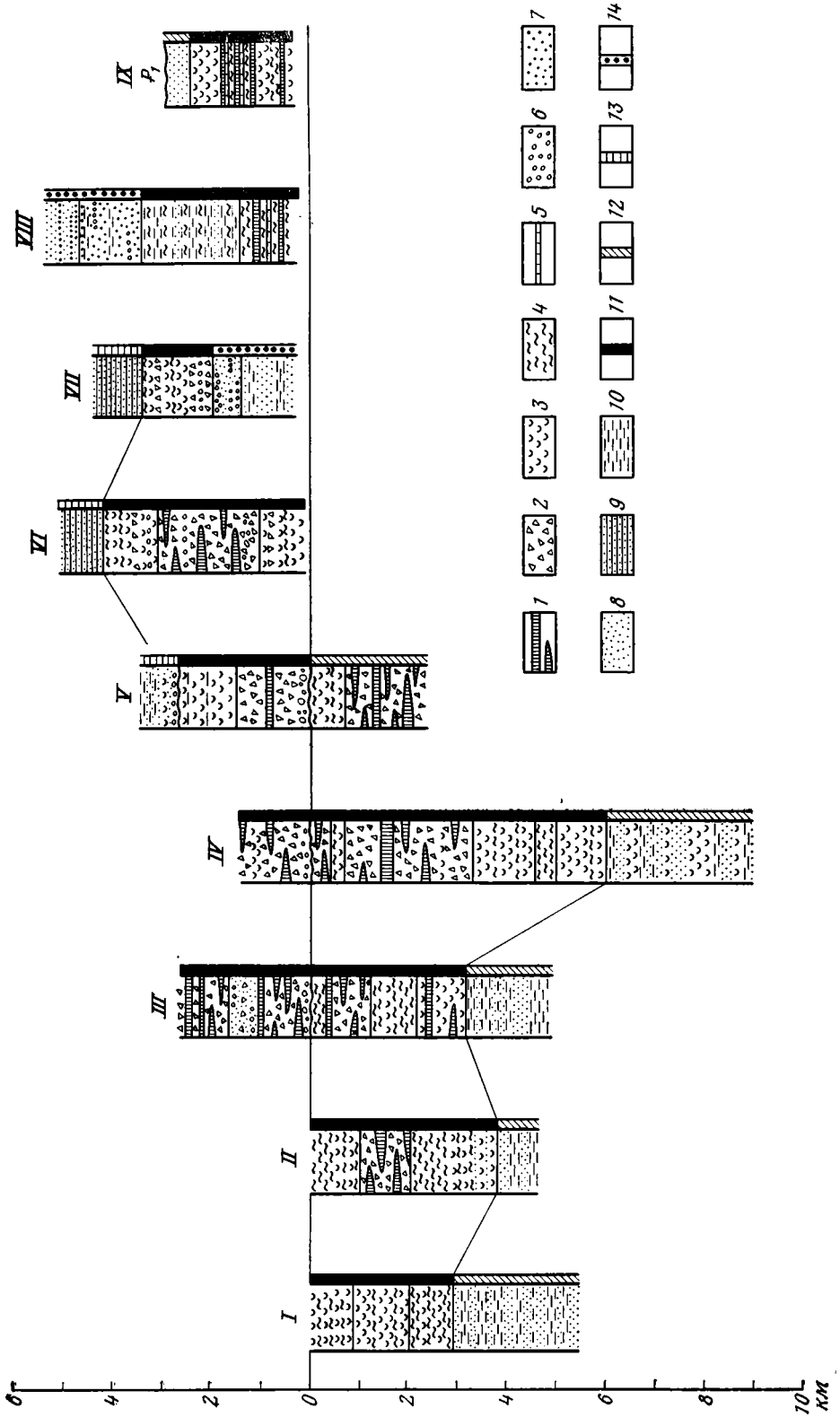


Рис. 1. Разрезы верхнего мела Камчатки

I — р. Лесная [13]; II — р. Белая [13]; III — р. Андриановка [8, 22]; IV — хр. Валагинский, по данным В. А. Селиверстова [13], V — хр. Тумрок; VI — хр. Кумроч, р. Арлыч; VII — хр. Кумроч, р. Бушуйка; VIII — хр. Кумроч, р. Пятая; IX — п-ов Камчатский [34]  
 1 — эффузивные породы; 2 — туфобрекчи и псефитовые туфы; 3 — пепловые туфы; 4 — кремнистые породы; 5 — известняки; 6 — конгломераты; 7 — грубозернистые песчаники и гравелиты; 8 — средне- и мелкозернистые песчаники; 9 — флиш; 10 — аргиллиты и глинистые сланцы; 11—14 — формации: 11 — подводно-вулканогенные, 12 — аспидные, 13 — флишевые, 14 — молассоидные

или нижней терригенной формации В. В. Белоусова. Песчаники этих толщ имеют полимиктовый субаркозовый состав с преобладанием в обломках плагиоклазов и кварца. Подавляющая часть этого обломочного материала поступала в геосинклинальную область извне, и лишь подчиненная — из внутренних поднятий. В верхах разреза некоторые песчано-аргиллитовые толщи по строению соответствуют типичному флишу.

Толщи, сложенные кремнисто-эффузивно-туфовой ассоциацией пород, более разнообразны. Они широко варьируют по соотношению трех основных компонентов, по составу вулканитов, по степени перемыва пирокластики и вторичным изменениям. Некоторые разрезы, насыщенные эффузивами основного, реже кислого состава и кремнистыми породами, в том числе яшмами, достаточно точно отвечают типу спилит-диабазово-кератофировой формации В. Е. Хаина, характерной для раннегеосинклинальной стадии развития складчатых областей (ирунейская серия на р. Белой, нижняя часть ветловской и смагинской свит). В других толщах, как правило, приуроченных к верхним частям разреза, резко преобладает грубообломочная пирокластика не только основного, но и среднего состава (кирганикская и хапицкая свиты). Эти формации близки к порфиритовой формации В. Е. Хаина. В ряде толщ и пачек преобладают кремнистые породы: кремнистые алевролиты, кремнистые аргиллиты, кремнистые туффиты, а также кремни и яшмы (ирунейская серия Западной Камчатки, средняя часть ветловской свиты). Подобные толщи близки к кремнисто-сланцевым формациям в понимании Н. С. Шатского [37]. Большинство же верхнемеловых толщ Камчатки, сложенных перемытой пирокластикой с горизонтами кремнистых пород при подчиненной роли подводных эффузиев, занимает промежуточное положение между этими тремя крайними типами. В подобных случаях В. Е. Хаин [32] предлагает выделять подводно-вулканогенную надформацию, близкую по смыслу к инициальным вулканитам Г. Штилле<sup>3</sup>. Видимо, такой подход к верхнемеловым формациям Камчатки при современном состоянии их изученности наиболее правомерен. Таким образом, почти все верхнемеловые формации Камчатки являются вариациями трех типов: подводно-вулканогенного, аспидного и флишевого. За исключением локально развитых молассоидных толщ, это типичные геосинклинальные образования. Учитывая широкое развитие подводно-вулканогенных толщ во всех структурно-фациальных зонах, режим Камчатки в конце мела можно определить как эвгеосинклинальный.

Верхнемеловые и, возможно, датские отложения повсеместно на Камчатке интенсивно дислоцированы, пронизаны интрузиями и несогласно перекрыты более молодыми породами. При этом палеоценовые и эоценовые толщи, хотя и достигают значительных мощностей, но пользуются ограниченным распространением вдоль западного и восточного побережий и, возможно, в Центральнокамчатской депрессии. Значительно более широко развиты олигоценые и неогеновые формации. Для

<sup>3</sup> Б. А. Марковский и В. К. Ротман [22] выделяют кремнисто-вулканогенные толщи верхнего мела Камчатки в особую вулканогенно-турбодитовую формацию. Но по сути она также близка к подводно-вулканогенной надформации В. Е. Хаина, и лишь в ее названии упор перенесен на предполагаемый механизм переотложения кластического вулканогенного материала.



нас они представляют особый интерес, так как именно начиная с олигоцена, с момента заложения Центральнокамчатского вулканического пояса, непосредственно продолжающего вулканический пояс Больших Курил, существующий здесь режим несомненно может быть определен как эстроудужный.

Строение верхнекайнозойских (олигоценых и неогеновых) отложений Камчатки рассмотрено в ряде работ [3, 9, 12, 25, 26, 35]. К западу от Срединного хребта верхний кайнозой (воямпольская и кавранская серии) представлен чередующимися в разрезе и на площади мелководно-морскими шельфовыми, прибрежно-лагунными и континентальными, частично угленосными осадками, в которых в виде постоянной аллохтонной примеси содержится туфовый материал. Мощность этих отложений колеблется в пределах 1—3 км. Преобладают глинистые и песчано-алевритовые осадки, хотя линзы грубообломочного материала достаточно обычные. Как туфовый, так и обломочный материал поступал главным образом из Центральнокамчатского вулканического пояса. Намечается увеличение роли грубообломочных и континентальных фаций в верхах разреза, но это чисто статистическая закономерность, проявленная далеко не в каждом районе.

Обращаясь к принятой нами классификации формаций складчатых областей, аналоги этого комплекса мы находим только среди моласс и преимущественно моласс нижних, морских, хотя некоторые толщи с равным успехом можно отнести и к верхним молассам.

В самом Центральнокамчатском вулканическом поясе, который протягивается вдоль Срединного хребта, олигоцен-неогеновые образования представлены мелководно-морскими и континентальными вулканитами: лавами, туфами, тефроидами и вулканогенноосадочными породами, образующими дифференцированные базальт-андезит-липаритовые серии. Вверх по разрезу роль континентальных вулканитов увеличивается, и в самых верхах комплекса они преобладают. На подстилающих меловых породах, смятых в крутые складки, эти вулканиты залегают с резким несогласием. Основная форма их дислокаций — блоковые смещения по крутым разрывам, многие из которых имеют вулcano-тектоническое происхождение. Ю. А. Кузнецов [17] рассматривал позднекайнозойские вулканиты Камчатки в качестве одного из эталонов андезитовой формации. Однако он подчеркивал, что формации этой группы могут занимать различное тектоническое положение, возникая на разных стадиях тектонического цикла. Нижнюю часть комплекса верхнекайнозойских вулканитов Срединного хребта, накапливавшуюся преимущественно в мелководно-морских условиях, В. К. Ротман [25, 26] предложил выделять в качестве самостоятельной «формации зеленых туфов», отделяя ее от вышележащей вулканогенно-молассовой формации, близкой по составу пород, но в значительной мере континентальной. Первая формация отражает, по В. К. Ротману, стадию дифференциации первичной геосинклинали, а вторая — стадию перехода от геосинклинали к платформе, т. е. орогенную стадию в обычном понимании. На первый взгляд такое деление соответствует предложенному В. Е. Хаиным [32] делению андезитовых формаций на две группы: порфиритовую и наземно-вулканогенную (порфиритовую). Однако порфиритовые формации В. Е. Хаина — это прежде всего толщи, структурно связанные с подстилающими раннегеосинклинальными кремнисто-вулканогенными комплексами и отделенные от вышележащих образований крупным несогласием, соответствующим «главной» складчатости. Формации этого типа мы видели в составе верхнего мела Камчатки. В противоположность этому верхнекайнозойские вулканиты Срединного хребта и в том числе «формация зеленых туфов» В. К. Ротмана отделены от геосинклинального мелового комплекса очень резким несогласием и не охвачены линейной складчатостью. Характерна их тесная связь с молассоидными формациями Западной Камчатки.

По этим главным признакам верхнекайнозойские вулканиты Срединного хребта соответствуют другой группе андезитовых формаций складчатых областей — послениверсионным (орогенным) наземно-вулканогенным или порфировым формациям.

К востоку от Срединного хребта строение олигоцен-неогеновых отложений становится более сложным. Здесь можно выделить три различающиеся по строению части разреза, грубо соответствующие нижней половине олигоцена, верхнему олигоцену и миоцену и плиоцену. Нижнеолигоценные отложения (чажминская свита) представлены морскими кремнисто-глинистыми осадками с пачками песчаников и конгломератов и с обильной примесью туфового материала. Формационно эта толща хорошо сопоставима с некоторыми частями западнокамчатского верхнего кайнозоя и также относится нами к нижней молассе. Верхнеолигоцен-миоценовые образования (тюшевская серия) представлены в западной части песчано-конгломератовыми молассоидными толщами, а восточнее — мощной флишевой серией<sup>4</sup>. Этот флиш отличается от верхнемеловых флишевых толщ прежде всего вулканомиктовым составом обломочного материала, основная часть которого поступала с поднятий, возникающих в пределах складчатой области. Кроме того, для позднекайнозойского флиша, так же как и для других одновозрастных осадочных толщ Камчатки, характерна обильная примесь аллохтонного туфового материала. Плиоценовые образования в восточных хребтах представлены главным образом континентальными вулканитами, формационно аналогичными вулканитам Срединного хребта.

На восточных полуостровах и прежде всего на Кроноцком полуострове разрез олигоцена и неогена представлен слабо дислоцированными, очень маломощными мелководными морскими осадками, разделенными многочисленными краевыми несогласиями. Этот комплекс мы условно относим к формациям геосинклиналей. Подобные формации, вообще говоря, характерны для поздних стадий развития складчатых областей, но не учитываются большинством классификаций из-за своего объема, незначительного по сравнению с формациями смежных прогибов.

В акваториях, окружающих Камчатку, в непосредственной близости от ее берегов известен только один полный разрез олигоцен-неогеновых отложений. На возвышенности Обручева скв. 192 вскрыта около 800 м кремнисто-глинистых илов с горизонтами пепловых туфов [41]. Судя по результатам глубоководного бурения, такой же или близкий состав имеют верхнекайнозойские отложения во всей северной части ложа Тихого океана. Для них типичны пелагический или гемипелагический характер осадков, лишь изредка содержащих прослой и пачки дистальных турбидитов, малые мощности, не превышающие несколько сотен метров, выдержанная по простирацию стратификация и полное отсутствие автохтонных вулканитов. Несмотря на некоторые региональные особенности (высокое содержание биогенного кремнезема, пепловых прослоев и местами терригенной глинистой составляющей), эти глубоководные илы должны рассматриваться в одном ряду с другими осадками, покрывающими океаническое ложе. Вполне очевидно, что по основным своим признакам: составу, мощности и стратификации, эта формация не имеет ничего общего с подводно-вулканогенными, аспидными, флишевыми и другими формациями геосинклиналей и заслуживает самостоятельного выделения как формация глубоководных илов<sup>5</sup>.

<sup>4</sup> Таким образом, в пределах Тюшевского прогиба намечается не совсем обычная вертикальная последовательность формаций — от молассы внизу до флиша наверху. Однако это не исключительный случай — присутствие флишевых членов в существенно молассовых комплексах известно во многих регионах [14, 30, 33].

<sup>5</sup> Широко известны представления, согласно которым океанические осадки вместе с базальтами второго слоя и более глубокими горизонтами океанической литосферы являются аналогами офиолитовой ассоциации в складчатых областях. Если эти пред-

О составе олигоцен-неогеновых отложений северной части Курило-Камчатского желоба у нас очень мало прямых данных. Д. Шолл и М. Марлоу в серии работ показали, что в общем случае строение осадков в осевых частях океанических желобов и на их внешних склонах не отличается от строения осадков в прилегающих частях океанического ложа [38, 43, 44]. Лишь в некоторых желобах во время четвертичного эледенения накопился мощный турбидитовый клин, но Курило-Камчатский желоб не принадлежит к их числу. Д. Шолл и М. Марлоу, ссылаясь на рукописные источники, указывают, что мощность осадков не превышает здесь 500 м и что они имеют гемипелагическое происхождение [44]. Эти авторы подчеркивают принципиальную несопоставимость осадочных формаций ложа Тихого океана и глубоководных желобов с геосинклинальными формациями Тихоокеанского кольца, допуская, однако, что геосинклинальное осадконакопление может быть приурочено к внутренним склонам желобов. Здесь в большинстве этих структур, в том числе и Курило-Камчатском желобе, выделяется ряд уступов, так называемых континентальных террас, являющихся ловушками обломочного материала и бассейнами осадконакопления. У берегов Камчатки они пока почти не изучены, но, как показывают данные по южным частям Курильского желоба и Японскому желобу, их разрез имеет двучленное строение [7, 23]. Доверхнемиоценовые толщи, как правило, мелководны и относительно маломощны, верхнемиоцен-плиоценовые залегают с несогласием и представлены главным образом гемипелагическими илами, близкими к океаническим, но значительно более мощными. Не исключено также накопление здесь значительных по мощности турбидитов. Смена формаций отражает процессы крупных погружений континентального склона желоба в конце кайнозоя. На реальность таких процессов в районе восточного побережья Камчатки неоднократно указывалось [11, 36]. Поэтому мы можем предполагать, что и в северной части континентального склона Курило-Камчатского желоба нижняя часть верхнекайнозойского разреза сложена мелководными молассоидными и геантиклинальными формациями, а верхняя — глубоководными илами и турбидитами (флишем?). Следует подчеркнуть полное отсутствие каких-либо проявлений позднекайнозойского вулканизма в этой зоне, что не позволяет рассматривать ее в качестве современного аналога эвгеосинклинали.

Рассмотренные выше осадочные и вулканогенные формации верхнего кайнозоя образуют в пределах Камчатки и смежных океанических структур характерный латеральный ряд (рис. 2). Центральное место в этом ряду занимает наземно-вулканогенная или порфировая андезитовая формация, по обе стороны сменяющаяся молассами, преимущественно морскими. Ближе к океану молассы частично замещаются флишем и геантиклинальными формациями, и все они сменяются глубоководными илами.

Насколько типичен такой ряд формаций для всех островных дуг, окончательно выяснится только после рассмотрения значительно большего числа структур. Можно лишь коротко остановиться на верхнекайнозойских формациях Японии, в основных чертах аналогичных камчатским (рис. 3). Все исследователи выделяют на Японских островах две основные позднекайнозойские структурно-формационные зоны: внутреннюю вулканическую, или «зеленых туфов», и внешнюю невулканическую. Формации внутренней зоны соответствуют молассам и вулканитам Западной и Центральной Камчатки. Формации внешней зоны, так же как и формации Восточной Камчатки, более разнообразны и наряду с пре-

---

ставления справедливы, то офиолитовая ассоциация не должна принадлежать к числу геосинклинальных формаций, к чему приходят и наиболее последовательные сторонники аналогии офиолитов и океанической коры [15].

обладающими молассоидами включают флиш, геосинклинальные формации и субсеквентные вулканиты. В центральной котловине Японского моря бурением вскрыта верхняя (верхнемиоцен-плиоценовая) часть накопившихся здесь осадков [42]. Это преимущественно гемипелагические илы, близкие к одновозрастным осадкам перифирических частей океана, и столь же несопоставимые с геосинклинальными формациями.

Типичность позднекайнозойских формационных рядов Камчатки или Японии вытекает из особенностей современного вулканизма и осадконакопления в переходной зоне. Если основные морфоструктуры переходной зоны в течение конца кайнозоя развивались унаследованно, то в результате этого развития существенно иные ряды формаций образоваться не могли.

Судя по верхнекайнозойским формациям Японии и Камчатки, режим островной дуги обладает двойственной характеристикой. В ней доминируют, с одной стороны, типичные орогенные формации — наземно-вулканогенная и молассовая, а с другой — формация глубоководных илов, не сопоставимая с формациями складчатых областей. Следовательно, режим островной дуги может в данном случае либо сопоставляться с орогенным режимом, либо рассматриваться как особый специфический режим тихоокеанских континентальных окраин. Материал по одному региону, даже такому большому, как Курило-Камчатская зона, не может обосновать выбор между этими двумя решениями, но этот вопрос рассматривался и на другом материале. Так, Г. Штилле [39] и Ж. Обуэн [24] исходя из сравнения Индонезийского архипелага с Альпами и Эллинидами пришли к выводу о соответствии современного режима островной дуги орогенной стадии развития складчатых областей. К этому же выводу можно прийти, рассматривая переходы островных дуг по простиранию в складчатые системы. В обоих наиболее известных случаях (Зондская дуга — складчатые структуры Бирмы и Антильская дуга — структуры Венесуэлы) глубоководные желоба островных дуг по простиранию сменяются передовыми прогибами складчатых областей — классическими орогенными структурами, развитыми вдоль подножия воздымающихся горных стран. Переходы желобов в передовые прогибы известны и в Средиземноморье. Это явление неоднократно отмечалось в литературе, хотя и не всегда подчеркивалась орогенная природа передовых прогибов. Субсеквентные вулканиты в складчатых областях занимают по отношению к передовым прогибам ту же позицию, что и вулканические пояса островных дуг по отношению к глубоководным желобам, а внутренние межгорные впадины альпийских складчатых областей близки по структурному положению к краевым морям в тылу островных дуг.

Тем не менее существует по крайней мере одно важное отличие режима островных дуг от типичного орогенного режима. Орогенный режим характеризуется преобладанием поднятий над опусканиями. Режим островных дуг, или тихоокеанских окраин, характеризуется явным преобладанием погружений. Вместе с тем широко известный ряд альпийских структур — от Карпатской дуги через Эгейскую к дугам Западного Средиземноморья позволяет считать, что формирование глубоких субокеанических впадин в тылу складчатых дуг характерно именно для орогенного этапа. Таким образом, в природе несомненно имеются тектонические зоны, занимающие промежуточное положение между типичными орогенами и типичными островными дугами, и поэтому разделение этих структур есть прежде всего вопрос классификации и терминологии. Правильнее всего, по-видимому, выделять режим островных дуг как особую разновидность орогенного режима в тех регионах, где опускания, сопряженные с редукцией континентальной коры, преобладают над поднятиями или во всяком случае играют существенную роль. Многие глубинные процессы, в частности сейсмич-

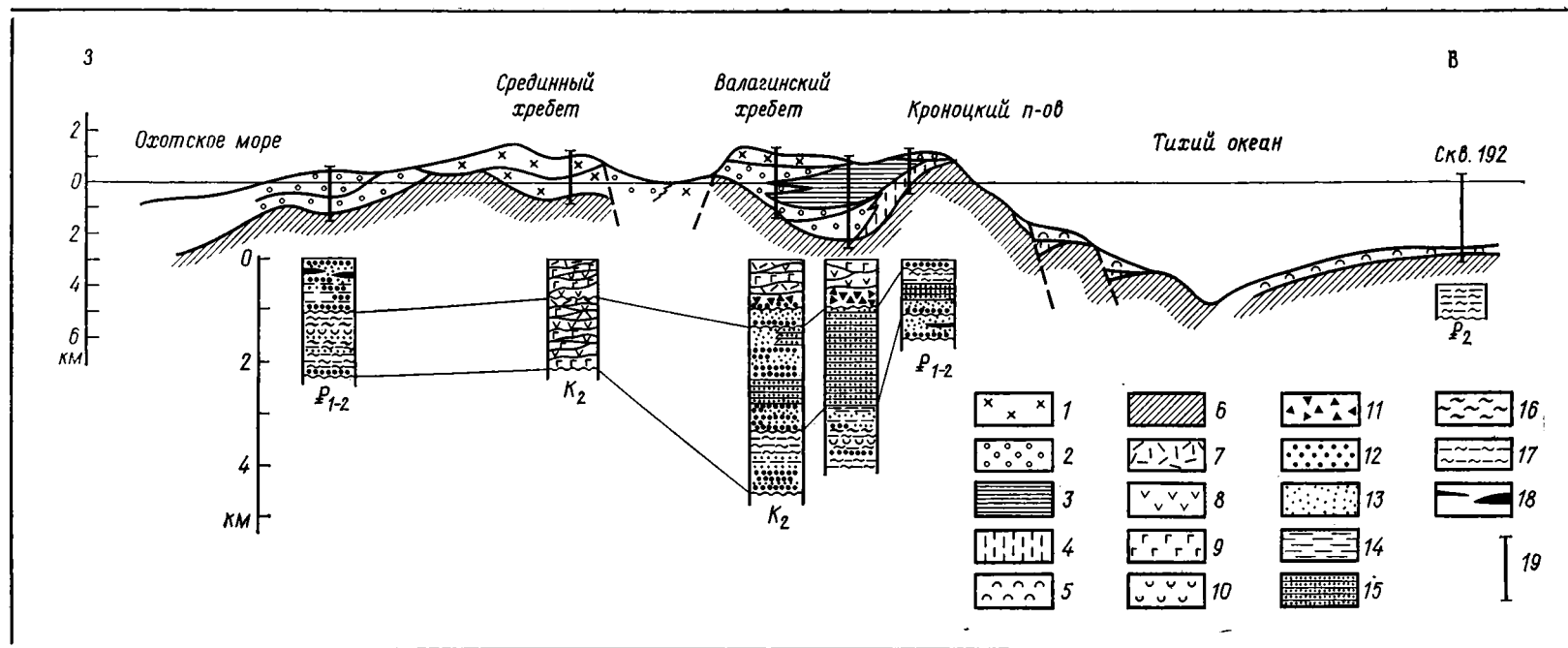


Рис. 2. Формационный профиль олигоцен-неогеновых образований Камчатки  
 1—5 — формации: 1 — наземно-вулканогенные, 2 — молассовые, 3 — флишевые, 4 — геодантиклинальные, 5 — глубоководных илов; 6 — доолигоценые образования; 7—9 — эффузивы: 7 — кислые, 8 — средние, 9 — основные, 10 — пепловые туфы; 11 — туфобрекчи и псефитовые туфы; 12 — конгломераты; 13 — песчаники и пески; 14 — аргиллиты; 15 — флиш; 16 — диатомиты и опоки; 17 — кремнисто-глинистые породы и илы; 18 — угли; 19 — местоположение основных разрезов

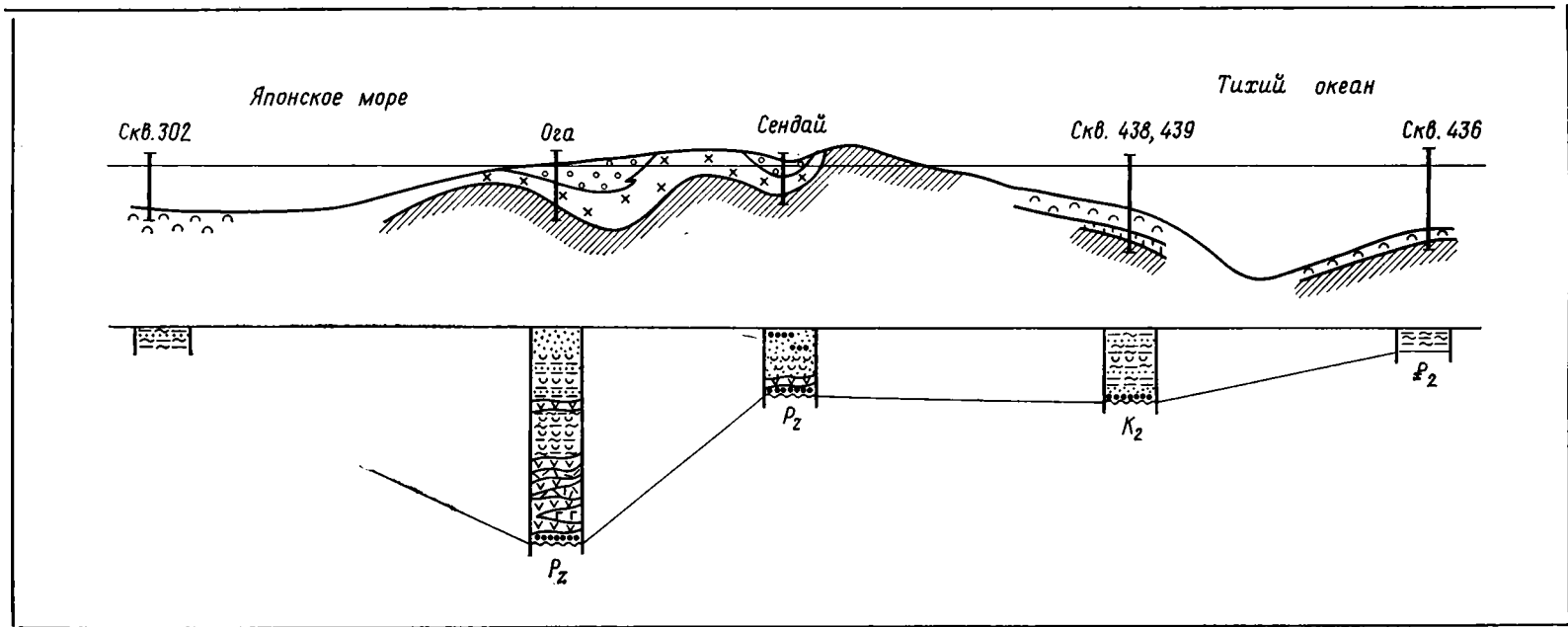


Рис. 3. Формационный профиль олигоцен-неогеновых образований Северо-Восточной Японии и смежных акваторий  
 Японии и смежных акваторий  
 Условные обозначения см. на рис. 2

ность и вулканизм, в этих зонах более интенсивны, чем в типичных орогенах.

Независимо от того, считаем ли мы островодужный режим самостоятельным или рассматриваем его как разновидность орогенного, различия между ним и режимом эвгеосинклинальным остаются резкими и вполне очевидными. На примере Камчатки они отчетливо выявляются при сравнении верхнемеловых и верхнекайнозойских формаций (рис. 4).

Возраст	Формационные типы						
	Подводно-вулканогенный	Аспидный	Флишевый	Молассовый	Наземно-вулканогенный (порфировый)	Глубоководных илов	Геоантисинклинальный
Рg <sub>3</sub> — N	—	—	⊕	■	■	■	⊕
K <sub>2</sub>	■	■	⊕	□	—	—	—
		■ 1	⊕ 2	□ 3			

Рис. 4. Формации верхнего мела и верхнего кайнозоя Камчатки  
1 — преобладающие, 2 — подчиненные, 3 — редкие

Типичные для верхнего мела аспидная формация и подводно-вулканогенная надформация отсутствуют в верхнекайнозойских разрезах переходной зоны, в том числе и в пределах ее акваторий. В то же время типичные для верхнего кайнозоя наземно-вулканогенная формация и формация глубоководных илов отсутствуют в верхнемеловых разрезах Камчатки. Редки здесь и молассоидные толщи. Вероятно, единственная формация, в равной степени присущая обоим этапам, — это флиш, но состав обломочного материала свидетельствует о принципиальной разнице в условиях формирования верхнемеловых и верхнекайнозойских флишевых толщ. Далее, если в позднекайнозойском латеральном ряду автохтонные вулканы обособлены от осадочных формаций и сосредоточены только в зоне современного поднятия, то почти во всех верхнемеловых разрезах осадочные и вулканогенные формации чередуются между собой, что, видимо, отражает рассредоточенный характер вулканических зон и их миграцию в ходе геосинклинального развития. Глубокие отличия как в петрохимии, так и тектонических условиях проявления позднемелового магматизма, с одной стороны, и позднекайнозойского — с другой, показаны в работах В. К. Ротмана [27, 28]. Таким образом, формации и, следовательно, тектонические режимы Камчатки в позднемеловое время и в позднем кайнозое были резко, качественно различны.

Это позволяет дать оценку некоторым гипотезам о развитии Камчатского отрезка переходной зоны. Господствующим в настоящее время является представление о происходящей здесь переработке океанической коры в континентальную и связанной с этим аккреции континента. Ряд исследователей полагают, что морфологическим и структурным выражением этого процесса является постепенное смещение в сторону океана всех основных элементов переходной зоны, природа которых со временем практически не меняется [1, 8, 18, 40]. Эти представления легко совместимы с тектоникой плит, в рамках которой процесс смещения переходной зоны выглядит как отступление к океану зоны субдукции и ассоциирующих с ней структур. Очевидно, что, согласно этой гипотезе, формации, накопившиеся за любой отрезок времени существования переходной зоны, должны быть в принципе аналогичны тем, которые накопились на последнем, позднекайнозойском этапе ее развития. Вот это ее следствие и вступает в противоречие с реальной картиной, с коренной разницей верхнемеловых и верхнекайнозойских формаций.

Поэтому развитие переходной зоны не есть простое перемещение ее элементов, а заключается в коренном изменении тектонического режима от эвгеосинклинального в позднемеловое время к режиму островной дуги в позднем кайнозое.

Рассматривая геологические формации Камчатки и сопредельных акваторий, мы убедились, что разница между геосинклинальным и островодужным режимами в этом регионе вполне реальна и эти понятия не сводимы друг к другу. Имеет ли этот вывод более общее значение, зависит от того, насколько типично проявлены геосинклинальный и островодужный режим в выбранном нами регионе. Если относительно геосинклинального режима в позднемеловое время вряд ли могут быть большие сомнения, то можно оспаривать представительность Камчатки как примера островной дуги, где развит весь набор формаций, типичных для этих структур. Не следует забывать, что существуют представления об эволюции островных дуг от простых к сложным и попытки сопоставить эту эволюцию с развитием геосинклиналей [21, 32]. Такие воззрения предполагают, видимо, соответствующую смену формаций в процессе эволюции и сходство геосинклинальных формаций с формациями островных дуг, находящихся на ранних стадиях развития. В качестве таковых обычно рассматриваются структуры типа Тонга, Марианских, Курильских и Алеутских островов, т. е. островные дуги второго рода по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу [6]. «Зрелые» дуги, или дуги первого рода, сравниваются уже с орогенными структурами. В рамках этих представлений рассмотренная нами смена формаций Камчатки выглядит как закономерный результат развития единой островной дуги. Такой подход был бы справедлив, если бы удалось показать, что в пределах «молодых» дуг накапливаются раннегеосинклинальные формации. Рассмотрение материала по островным дугам второго рода выходит за рамки статьи, но можно сослаться на вывод Ю. А. Косыгина о том, что «...оснований проводить знак равенства по этому признаку (формационному составу.— М. Ш.) между островными и геосинклинальными системами у нас не имеется [16, с. 468]. К этому заключению присоединяется и К. Ф. Сергеев [29, с. 128]. Действительно, в пределах ближайших к Камчатке и, вероятно, наиболее изученных Алеутской и Курильской дугах позднекайнозойские образования не могут параллелизоваться с раннегеосинклинальными формационными типами. В пределах собственно дуг (поднятий)—это преимущественно известково-щелочные субсеквентные вулканы, аналогичные позднекайнозойским вулканитам Камчатки, и молассоидные формации, местами замещающиеся туфогенным флишем. По обе стороны от дуги развита формация глубоководных илов, а на внутреннем склоне желоба — локально турбидиты. Ни в составе формаций, ни в их распространении мы не видим ничего принципиально нового по сравнению с Камчаткой. Вероятнее всего, формационные характеристики всех современных островных дуг близки между собой и в равной степени не соответствуют характеристике геосинклиналей. Поэтому соотношения геосинклинального режима и режима островной дуги, выявляемые на Камчатке, имеют самое общее значение.

Тем не менее вопрос о соотношениях этих двух режимов не может быть решен в общем виде только анализом формаций. Установив, что это два существенно различных режима, мы не выяснили, являются ли они полностью независимыми, или один из них, островодужный — следствие и продолжение другого, геосинклинального. Именно так стоит вопрос при выяснении соотношений геосинклинального и орогенного режимов. Эта последняя проблема, имеющая длительную историю изучения, рассмотрена недавно в работах Ю. Г. Леонова [19, 20] и В. В. Белоусова [4, 5], которые показали, что орогенный режим обладает относительной независимостью от геосинклинального. В частности, альпий-



ские орогенные области возникли на самом различном по возрасту складчатости фундаменте. Здесь также можно найти аналогию между орогенными и островодужными структурами, поскольку современная структура островных дуг Тихоокеанского кольца, в большинстве случаев имеющая наложенный характер, сформировалась почти одновременно в регионах, докайнозойская история которых протекала различным образом. Представляется вероятным, что формирование островных дуг и альпийский орогенез являются выражениями единого процесса планетарной тектонической активизации. Однако проверка этого предположения требует привлечения к сравнительному анализу большого числа регионов и особого внимания ко времени непосредственного перехода от геосинклинального режима к режиму островной дуги. На Камчатке к этому этапу относится первая половина палеогена.

## ВЫВОДЫ

1. Верхнемеловые формации Камчатки по своему составу и строению отвечают подводно-вулканогенной надформации (по В. Е. Ханну), аспидной формации и в меньшей степени флишевой формации.

2. Оligоценовые и неогеновые формации этого же региона образуют вкрест простирания главных структур латеральный ряд, наиболее характерными членами которого являются, с одной стороны, наземно-вулканогенная (порфировая) андезитовая формация и молассы (близкие к нижним), а с другой — формация глубоководных илов, не типичная для складчатых областей.

3. Поскольку позднемеловой тектонический режим Камчатки определяется как геосинклинальный, а позднекайнозойский — как режим островной дуги, коренная разница формаций этих двух этапов должна связываться с принципиальными отличиями геосинклинального и островодужного режимов. Режим островной дуги по составу образующихся формаций близок к орогенному, но имеет свои особенности, обусловленные преобладанием погружений над поднятиями.

4. Развитие камчатского отрезка переходной зоны в позднем мезозое и кайнозое следует рассматривать не как единый, непрерывный и однонаправленный процесс, а как смену различных тектонических режимов: геосинклинального в мезозое островодужным в позднем кайнозое.

## Литература

1. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В.* К вопросу о мезокайнозойском развитии Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 60—67.
2. *Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В.* О вулканических поясах Камчатки. — *Геотектоника*, 1972, № 2, с. 102—109.
3. *Арсанов А. С.* Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки. — В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 81—91.
4. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
5. *Белоусов В. В.* Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
6. *Белоусов В. В., Рудич Е. М.* О месте островных дуг в развитии структуры Земли. — *Сов. геология*, 1960, № 10, с. 3—23.
7. *Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
8. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 116 с.
9. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1965. 719 с.
10. Геология СССР. Т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.
11. *Горячев А. В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.
12. *Гречин В. И.* Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 138 с.
13. *Гречин В. И.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки. — В кн.: Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 130—149.

14. Григорьев В. Н. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 374—386.
15. Книппер А. Л. Офиолиты и проблема ортогеосклиналей.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 171—182.
16. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
17. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
18. Лебедев М. М., Апрельков С. Е., Ежов Б. В., Ерешко З. М., Харченко Ю. И. Системы островных дуг Курило-Камчатской складчатой области.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 5, с. 30—36.
19. Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.— Геотектоника, 1972, № 2, с. 3—14.
20. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 193 с.
21. Марков М. С., Соловьева И. А. Глубинное строение островных дуг и Альпийской складчатой области.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 64—78.
22. Марковский Б. А., Ротман В. К. О позднемереловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 18—34.
23. Мурдмаа И. О. Глубоководное бурение в Японском желобе.— Природа, 1978, № 11, с. 38—45.
24. Обуэн Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 302 с.
25. Ротман В. К. Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса).— В кн.: Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963, с. 44—56.
26. Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с ней проблемах.— Геология и геофизика, 1965, № 12, с. 54—62.
27. Ротман В. К. Андезитовые дуги и их место в тектондо-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геологов XXIII сес. МГК. Проблема 2. М.: Наука, 1968, с. 187—192.
28. Ротман В. К. Общие черты магматизма внутренней части северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— Сов. геология, 1971, № 10, с. 42—53.
29. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
30. Сестини Дж. Северные Апеннины.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977, с. 83—110.
31. Тихонов В. И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1965, с. 78—84.
32. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
33. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
34. Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
35. Цикунов А. Г., Пронин А. А., Гладенков Ю. Б. Неогеновые отложения Восточной Камчатки (Валагинский хребет).— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966, с. 51—66.
36. Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 98 с.
37. Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.
38. Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1968, с. 192—206.
39. Штилле Г. Малайский архипелаг и Альпы. Избранные труды. М.: Мир, 1964, с. 334—343.
40. Avdeiko G. P. Evolution of geosynclines on Kamchatka.— Pacific Geology, 1971, № 3.
41. Creager J. S., Scholl D. W. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 19. Washington, (U. S. Govern. Print. Office), 1973. 913 p.
42. Ingle J. C., Karig D. E. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 31. Washington (U. S. Govern. Print. Office), 1975. 927 p.
43. Scholl D. W., Marlow M. S. Global tectonics and the sediments of modern and ancient trenches: some different interpretations.— In: Plate tectonics — assessments and reassessments. Memoir № 23, The American Association of Petroleum Geologists, 1974a, p. 255—271.
44. Scholl D. W., Marlow M. S. Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed Circum-Pacific eugeosyncline.— In: Modern and ancient geological sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication № 19, 1974, p. 193—211.

### *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

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

---

Сдано в набор 06.05.81      Подписано к печати 08.07.81      Т-09063      Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать      Усл. печ. л. 10,5+1 вкл.      Усл. кр.-отт. 20,6 тыс.      Уч.-изд. л. 11,4      Бум. л. 3<sup>3/4</sup>  
Тираж 1902 экз.      Зак. 5418

---

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В 571

ПР ВЕРНАДСКОГО 117-11  
ЗАВОРОВСКОЙ Н В  
70228

Цена 1 р. 20 к.  
Индекс 70228

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СССР. Т. 18. РСФСР. Томская, Омская, Новосибирская области. Период 1956—1960. Вып. 1. Опубликованные работы. 1977. 374 с. 4 р. 05 к.**

В монографии обобщены все геологические материалы по территории Томской, Омской и Новосибирской областей, опубликованные в различных изданиях за 1956—1960 гг. Работа состоит из двух разделов. В первом характеризуются основные результаты исследований по стратиграфии и палеонтологии, геологии четвертичных отложений, литологии, петрографии и палеогеографии и тектонике и их народнохозяйственное значение. Во втором — рефераты или аннотации на все опубликованные за данный период работы.

Книга является полезным справочником по геологии и истории геологических исследований.

**ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС В ОБЛАСТЯХ ТЕКТОНО-МАГНЕТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ. 1977. 262 с. 2 р. 10 к.**

Сборник содержит материалы симпозиума «Вулканизм и современные гидротермальные процессы». В них приводятся данные новейших исследований в области изучения теплового потока и гидротермальной деятельности различных структурных зон тектоно-магматической активности.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, вулканологов и геохимиков.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720004 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»