

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1981

СОДЕРЖАНИЕ

Навстречу XXVI съезду КПСС	3
Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана	5
Чудинов Ю. В. Расширение Земли и тектонические движения: о направлении движений в окраинно-океанических зонах	19
Галицкий И. В. О происхождении прогибов в осадочном чехле платформ	38
Вебер В. Тектоническое развитие глубинных разломов Центральной части Средней Европы	46
Енцова Ф. И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом	58
Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али-Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа	70
Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления	85
Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье)	105
Колясников Ю. А., Красный Л. Л. О тектонической позиции массива ультрабазитов горы Длинной (северо-западная Камчатка)	121

Хроника

Новикова А. С. Совещание «Докембрий в фанерозойских складчатых поясах»	126
--	-----

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

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1981

CONTENTS

Towards XXVI Congress of the Communist Party of the Soviet Union	3
Pushcharovsky Yu. M., Melankholina E. N. Tectonics of the North-West Pacific	5
Chudinov Yu. V. Expansion of the Earth and tectonic movements: on direction of the movements in the marginal oceanic zones	19
Galitsky I. V. On origin of depressions in the sedimentary cover of the platforms	38
Veber V. Tectonic development of deep faults in the central part of Middle Europe	46
Entsova F. I. Tectonic nature of Pai-Hoi and its relationships with the Urals	58
Isaev B. M., Gardzhiev T. G., Ali-Zade S. A., Kengerli T. N. Nappes and olistostrome complexes of the South-Eastern Caucasus	70
Parfenov L. M., Nataljin B. A., Voinova I. P., Popeko L. I. Tectonic evolution of active continental margins in the North-West Circum-Pacific	85
Alekseev E. S. Kuyul serpentinitic melange and structure of the Talov-Mainskaya zone (Koryak Highland)	105
Kolyasnikov Yu. A., Krasny L. L. On tectonic position of the ultrabasitic massif of the Dlinnaya Mountain (North-Western Kamchatka)	121

Chronicles

A. S. Novikova. Conference «Precambrian in Phanerozoic folded belts»	126
---	-----



НАВСТРЕЧУ XXVI СЪЕЗДУ КПСС

После публикации сообщения о созыве в феврале 1981 г. XXVI съезда Коммунистической партии Советского Союза весь наш народ развернул социалистическое соревнование, чтобы достойно отметить это важнейшее событие. Советский человек знает, что лучшее, что он может сделать к съезду партии, это добиться новых крупных трудовых успехов.

Только что закончилась десятая пятилетка. Это была пятилетка качества и эффективности. Народное хозяйство сделало очередной значительный шаг вперед. Многими достижениями ознаменовалось и развитие отечественной науки, в том числе геологии. С полным правом можно считать научным и техническим достижением первоочередного значения проходку Кольской сверхглубокой буровой скважины, прошедшей по кристаллическим породам декабря около 11 км.

За истекшую пятилетку получены немалые результаты также в области тектонических исследований, которые ведутся широким фронтом в Москве и Ленинграде, в Сибири и на Дальнем Востоке, в союзных республиках. Наряду с проблемами, относящимися к региональной тектонике СССР, в поле зрения находятся и глобальные проблемы.

В качестве примера можно привести работы коллектива тектонистов Геологического института АН СССР, отметившего в 1980 г. свое пятидесятилетие. Этим коллективом в десятой пятилетке опубликована тектоническая карта Северной Евразии в м-бе 1 : 5 000 000, сопровождающаяся книгой «Тектоника Северной Евразии». Карта составлена по новому принципу, отражающему время формирования континентальной земной коры. Объяснительная записка хорошо раскрывает как методические основы работы, так и ее теоретическое значение. В свете этих новых идей в более крупном масштабе были изданы две региональные тектонические карты: Урала (совместно с ИГиГ УНЦ АН СССР, м-б 1 : 1 000 000) и Востока СССР и сопредельных областей (совместно с СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, м-б 1 : 2 500 000), сопровождающиеся соответственно объяснительной запиской и монографией «Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана». Опубликовано несколько книг, где заостряется внимание на фундаментальных проблемах общей и региональной тектоники, в том числе: «Тектоническое развитие земной коры и разломы», «Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР», «Тектоническая расчлененность земной коры» и др.

К числу достижений нужно отнести составление Международной тектонической карты мира (м-б 1 : 15 000 000) — работа, которая выполнялась под руководством советских ученых. Карта встретила одобрение на парижской сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся летом 1980 г.

Издается карта разломов территории СССР.

В проблемном плане существенно продвинулись исследования по изучению строения и тектонического положения офиолитовых комплексов, тектоники океанов, в области глобальной корреляции тектонических явлений.

В то же время перед советскими тектонистами стоят большие и ответственные задачи, требующие напряженной работы в годы начавшейся одиннадцатой пятилетки. Необходимо значительно расширить и углубить исследования, направленные на дальнейшую разработку тектонических основ прогноза различных полезных ископаемых, выявление тектонических предпосылок поисков месторождений рудного и нерудного сырья, нефти и горючего газа, каменного угля, пресных и минеральных вод, термальных источников. Тектоника должна стоять ближе к проблеме энергетических ресурсов.

По-прежнему большое внимание должно быть обращено на проблему тектоники и сейсмичности. В общем плане следует глубже разрабатывать вопросы строения различных областей Советского Союза, используя при этом передовые идеи современной тектоники. Новейшие исследования такого характера показывают, что многие традиционные структурные трактовки необходимо пересматривать. Необходимо изучать не только сушу, но и дно морей и океанов, а также континентальные окраины, с которыми связаны значительные нефтегазоносные бассейны. В изучении океанической коры весьма важно комплексировать тектонические исследования с петрохимическими и геохимическими, что позволит выявить главнейшие геологические неоднородности, существующие как в коре, так и в литосфере в целом, а затем подойти к их объяснению с историко-геологических позиций. Следует приложить максимум усилий для дальнейшего подъема общего фронта теоретических тектонических исследований. Решению всех этих задач должна способствовать новая международная программа геолого-геофизических исследований, намеченная на 1980—1990 гг., — «Динамика и эволюция литосферы». Для продвижения исследований многое может сделать Междуведомственный тектонический комитет, организуя широкое обсуждение главнейших проблем тектогенеза Земли.

Практика показала, что очень важной организационной формой является разработка развернутых, хорошо продуманных программ планируемых проблемных исследований.

Вся наша геологическая общественность призвана глубоко изучить решения XXVI съезда КПСС и энергично проводить эти решения в жизнь.

УДК 551.242.2 (265/266)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

В статье на основе последних данных советских морских экспедиций и глубоководного бурения рассматривается комплекс разнородных структур северо-запада Тихого океана, включающий океанические котловины со стандартным разрезом коры, поднятия Шатского и Хесса с аномально-мощной корой, Императорское вулканическое поднятие, крупные океанические разломы, окраинные валы и глубоководные желоба. Разбираются взаимоотношения этих структур, соотношение их со структурами континентальной окраины востока Азии.

Северо-западная часть Тихого океана охватывает его обширный сектор, примыкающий к Алеутскому, Курило-Камчатскому и Японскому глубоководным желобам. В публикациях последних 10—15 лет большое внимание обращалось на строение и структурное развитие тектонических систем: краевое море — островная дуга — глубоководный желоб, но прилегающая часть океана анализировалась явно недостаточно. В то же время северо-запад Тихого океана благодаря разнообразию встречающихся здесь структурных форм с точки зрения тектонических исследований представляет исключительный интерес. Изучение этих структурных форм позволяет судить о характере деформаций и тектонических движений в обширной области океанского дна, проясняет особенности ее структурной эволюции и открывает возможность коррелировать события геологической истории в области океана и приокеанической зоне. Подобная корреляция, еще почти нигде не проводившаяся, представляет чрезвычайно важное направление работ, поскольку она должна привести к истинным знаниям о тектонической динамике земной коры.

В последнее время в северо-западную часть Тихого океана было направлено несколько морских экспедиций. Это связано с реализацией специальной научной программы, предусматривающей изучение тектоники, магматизма и геофизики упомянутого региона и выполняемой в рамках Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана. Экспедиции принесли много новых данных. В особенности это относится к 21-му и 23-му рейсам НИС «Дмитрий Менделеев», проведенным Институтом океанологии и Геологическим институтом АН СССР в 1978 и 1979 гг. В предлагаемой статье в свете материалов, полученных этими экспедициями, будут рассмотрены вопросы тектоники и структурной эволюции северо-запада Тихого океана.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

В 50—60-х годах ложе Тихого океана, включая и его северо-западную часть, нередко обозначалось термином «талассократон» — океанический гомолог или даже аналог жестких континентальных платформ. Такой термин подчеркивал крайне слабое проявление тектонических движений, что считалось типичным для океанов. Однако накапливаю-

щиеся данные постепенно приводили к иным представлениям, и геологи стали подчеркивать, что тектоника океанского ложа весьма отлична от тектоники платформенных областей материков, в связи с чем термин «талассократон» стал применяться с соответствующими разъяснениями и оговорками (Тектоника Евразии, 1966; Удинцев, 1972). В начале 70-х годов было предложено от этого термина отказаться вообще (Пушаровский, 1971). В то же время некоторые авторы не так давно вновь рекомендовали использовать «платформенную» терминологию, но с заменой термина «талассократон» на «океаническую платформу» (Боголепов, Чиков, 1976). Г. У. Менард (1966) и П. Н. Кропоткин (Кропоткин и др., 1964) понятие «талассократон» не применяли, а использовали иные обозначения: первый — «Тихоокеанская впадина»; второй — «область океанической коры».

Для описываемого периода характерен структурно-морфологический подход к анализу тектоники северо-запада Тихого океана с использованием геофизических данных о строении земной коры. Вся область, лежащая к западу от Императорского и Гавайского хребтов, Г. Б. Удинцевым (1972) рассматривалась как Северо-Западная котловина, осложненная разными по типу и строению поднятиями: Шатского, Зенкевича, Обручева. Поднятие Хесса и Императорская зона разломов тогда еще не были описаны. По тому же принципу привидел тектоническое районирование и Ю. М. Пушаровский (1971, 1972).

Особый этап в развитии тектонических взглядов на северо-западную часть Тихого океана начался с появлением концепции тектоники плит. Эта область стала рассматриваться как часть гигантской Тихоокеанской литосферной плиты, движущейся по направлению к глубоководным желобам и погружающейся там на большие глубины вследствие субдукции. К настоящему времени тектонические и геодинамические построения сторонников тектоники литосферных плит в отношении интересующей нас области достигли большой сложности. Прежде всего необходимо отметить представление о существовании здесь в позднемезозойское и кайнозойское время трех двигавшихся в разных направлениях плит: Кула, Фараллон и Тихоокеанской с их неустойчивым тройным сочленением (Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1977; Byrne, 1979, и др.).

Основанием для этой идеи послужил анализ расположения линейных магнитных аномалий. Из него следовало (Hilde et al., 1976), что поднятие Шатского отвечает трансформному разлому вращающимися плитами Кула и Фараллон. Плиты рассматриваются как жесткие куски литосферы, где вещество полностью раскристаллизовано. Они движутся по астеносфере, находящейся в состоянии частичного плавления. Имеется немало графических иллюстраций, показывающих такую геодинамику; некоторые из них уже воспроизведены в нашей литературе (Гравитационное поле..., 1979; Мирлин, 1979, и др.). В кайнозойскую плиту Кула поглотилась в глубоководных желобах, а плита Фараллон скрылась и частично тоже исчезла под Северной Америкой, так что сейчас существует лишь разросшаяся Тихоокеанская плита, перемещающаяся от центра раздвижения, находящегося в пределах гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Допускается, что поднятие Хесса образовалось тем же способом, что и поднятие Шатского, но несколько позднее.

Во всех этих построениях основное место отводится геомеханике, но не морфологическому и историко-геологическому анализу структурных элементов и их сочетаний. Тектоническое районирование в обычном понимании в них отсутствует. Вообще геологические данные занимают в этих построениях крайне скромное место.

Развитие представлений о движении литосферных плит привело к идее о мантийных плюмажах — горячих точках (Morgan, 1972_{1,2} и др.). Движущиеся плиты как бы прошиваются относительно неподвижной

импульсивно работающей мантийной струей, благодаря чему постепенно образуются линейные вулканические гряды. В качестве основных примеров образований подобного рода приводятся Гавайский и продолжающий его Императорский хребты. Эта точка зрения далеко не бесспорна, но на разборе ее мы остановимся ниже.

Из приведенных данных хорошо видно, что существуют два резко различных подхода к тектоническому анализу северо-запада Тихого океана. Что касается авторов, то они придерживаются взгляда, что структурно-морфологический анализ необходим. Однако на современном этапе он не мыслим без признания крупных горизонтальных перемещений масс горных пород на разных уровнях как в коре, так и в мантии, а также растяжений и сжатий (поверхностных и глубинных), движений материков и образования вторичных океанических впадин. Нам представляется, что именно с этих позиций должно происходить развитие классического мобилизма.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

Главные структурные элементы северо-запада Тихого океана делятся на резко выраженные линейные и элементы с более или менее плавными очертаниями (рис. 1) (Тихий океан, 1976; Chase et al., 1977). К первой группе принадлежат Японский, Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба, Императорское поднятие и Императорская зона разломов. Вторую группу составляют краевые валы, вытянутые вдоль желобов, внутриокеанические поднятия Шатского и Хесса и разделяемые ими абиссальные впадины.

А. Резко выраженные в рельефе линейные структурные элементы отражают крупные разрывы в земной коре. Что касается желобов, то их связь с разрывной тектоникой обосновывается рядом морфологических признаков. Характерна нижняя часть их поперечного профиля — в типичном случае это глубокая шель с очень крутыми (до 20—30°) склонами и узким днищем. Вдоль внутреннего (приостровного) склона желобов прослеживаются продольные протяженные разломы-сбросы, обуславливающие ступенчатый рельеф. С ними обычно сопряжены поперечные и косые разломы, так что в целом вдоль склона выделяется отчетливая разрывная система. Доказательства ступенчатого рельефа дало глубоководное бурение в Японском желобе¹, а также морфологические, геологические и геофизические исследования, проведенные во всех трех вышеупомянутых желобах (рис. 2). Новейшие данные показывают, что внутренняя структура приостровных склонов сложна. В их пределах выделяется несколько поверхностей срывов с надвиговыми перемещениями по ним².

Разрывная природа глубоководных желобов естественно увязывается с их тектоническим положением — лобовая часть фокальных сейсмических зон. Японскими геофизиками (Hasegawa et al., 1979) показано, что под о. Хонсю имеются две параллельно падающих сейсмических зоны, верхняя из которых интерпретируется как зона сжатия и отвечает, как видно, поверхности перемещения в сторону океана континентального склона Японии, а нижняя — поддвигу океанической коры (господствует растяжение). Таким образом, представления о геодинамических процессах в зоне сочленения океана и континента на западе Тихого океана все более усложняются.

¹ Здесь и ниже данные о результатах глубоководного бурения взяты из публикаций в журнале «Geotimes» или в книгах «Initial reports of the Deep Sea Drilling Project».

² Доклад Т. Шики и И. Мисава на XIV Тихоокеанском научном конгрессе, Хабаровск, 1979.

Упомянутые особенности строения глубоководных желобов не противоречат той точке зрения, что это структуры растяжения.

Данные глубоководного бурения дают основание считать, что Японский желоб возник на границе палеогена и неогена. Скважина 439, пробуренная к востоку от о. Хонсю всего в 90 км от оси желоба, обнаружила на глубине 2,6 км ниже уровня океана блок, оторванный от островной суши. Он доказывает присутствием верхнеолигоценых песчаников с остатками мелководной фауны и подстилающих их конгломератов и брекчий, галька которых преимущественно состоит из дацитов. Опускание блока было очень быстрым, так как нижнемиоценовые отложения

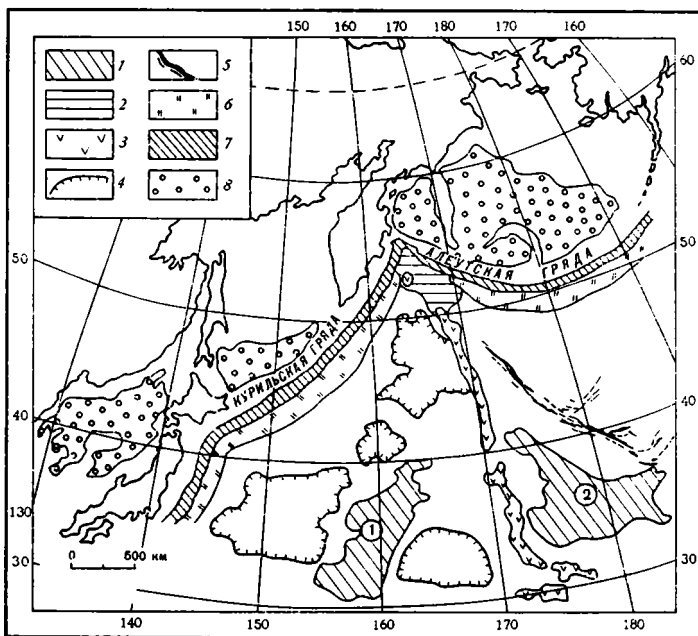


Рис. 1. Основные структурно-морфологические элементы северо-запада Тихого океана

1 — океанические поднятия с утолщенной корой (1 — Шатского, 2 — Хесса); 2 — поднятие Обручева; 3 — Императорское вулканическое поднятие; 4 — контуры наиболее глубоких частей впадин; 5 — Императорская разломная зона; черным залиты щелевидные впадины, пунктиром показаны простираения морфологических элементов; 6 — краевые океанические валы; 7 — глубоководные желоба; 8 — глубоководные впадины краевых морей

имеют уже океанический характер. Это и есть указание на время возникновения глубоководного желоба.

Время образования Курило-Камчатского и Алеутского желобов определяется возрастом прилежащих островных дуг. Наиболее древние породы, обнажающиеся в Большой Курильской гряде, олигоценовые. Они выходят на островах Парамушир, Итуруп, Кунашир и сложены осадочными образованиями и «зелеными туфами». Прогиб, разделяющий Большие и Малые Курилы, выполнен осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями мощностью до 3 км, возраст которых едва ли древнее верхов палеогена. Тектоническое соотношение Большой Курильской дуги со структурами Камчатки и Хоккайдо показывает, что дуга не может быть древнее олигоцена. Это и соответствует возрасту глубоководного желоба, поскольку речь идет о тектонической паре структур современной геосинклинальной системы. Мы не входим сейчас в детали тектонической истории дуги и желоба (которая указывает на очень

сложное их развитие), но добавим только, что как в случае Японского желоба, так и Курило-Камчатского, заключение об их возрасте косвенно подтверждается временем формирования глубоководных котловин Японского моря и Южно-Охотской.

В работах последних лет показано, что формирование Алеутской островной дуги и Алеутского глубоководного желоба началось в начале кайнозоя (Шмидт, 1978). Поэтому образование глубоководных желобов на северо-западе Тихого океана асинхронно: Алеутского — в начале кайнозоя, Курило-Камчатского и Японского — в середине кайнозоя.

Сведения о подводном Императорском хребте в последние годы не раз приводились в литературе, в том числе и в статье Д. Е. Гершановича с соавт. (1977). Это одно из самых крупных линейных поднятий, несущих гайоты в Тихом океане. Его протяженность около 3000 км, а подводных гор на нем несколько десятков. Горы представляют собой вулканы, более или менее срезанные абразией и погруженные; часто они разбиты разломами. В южной части хребта некоторые вершины подходят совсем близко к поверхности океана. Очевидно, это очень молодые вулканические горы. Над соседними котловинами хребет возвышается на 3 км и более.

На Императорском хребте наблюдается некоторое утолщение 2-го и 3-го слоев земной коры. Мощность коры на пониженном участке севернее гайота Кинмей оценивается до 10 км (Den et al., 1969). Глубоководное бурение и драгировки позволяют судить о геологическом разрезе верхней части 2-го слоя коры. Ниже осадочных отложений гайоты сложены щелочными базальтами и гавайитами, мощность которых, например, в скважине на гайоте Суйко составляет 150 м. Под щелочными базальтами залегают толеиты, пройденные той же скважиной на 250 м. Прослой толеитов иногда встречаются и среди щелочных базальтов (гайоты Суйко, Оджин). Базальтовые лавы изливались в основном в мелководных или субаэральных условиях. Пиллоу-лавы встречаются очень редко; в кровле потоков лавы обычно пористы, причем размеры и количество пор кверху становятся больше, местами отмечаются следы красноцветного выветривания; иногда встречаются остатки окисленных почв.

Базальты перекрываются мелководными осадками, среди которых местами есть пляжевые пески с базальтовой галькой и рифтовые постройки³. Возраст нижних горизонтов осадочных отложений (по микропалеонтологическим данным) на крайнем севере (гайот Мейдзи⁴) маастрихтский, а затем на гайотах Суйко, Нинтоку и Оджин (расстояние между крайними из них свыше 600 км) соответственно средне-верхнепалеоценовый, верхнепалеоценовый — нижнеэоценовый и верхнепалеоценовый. Мощность осадков на гайоте Суйко 164 м, на других разбуренных го-

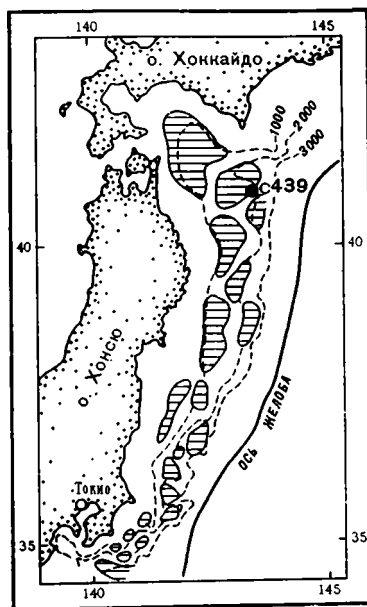


Рис. 2. Расположение подводных террас восточнее о. Хонсю (из работы Nishenko, McCann, 1979). Изобаты в тыс. м., с. 439 — глубоководная скважина. Черной линией показана ось глубоководного желоба

1 — глубоководные террасы

³ Скважина была заложена на глубине 1874 м.

⁴ Находится в пределах возвышенности Обручева.

рах меньше. Геологические разрезы и данные батиметрии показывают, что в отдельных местах участки хребта значительно опустились.

В целом Императорское поднятие отвечает крупнейшей зоне проницаемости в коре и верхней мантии, которая во времени прогрессивно увеличивала свою протяженность. На это указывают радиологические датировки, устанавливающие более молодой возраст вулканитов самого южного отрезка хребта. По отношению к более древнему структурному плану это явно наложенное образование, поскольку по обе стороны от хребта породы 2-го слоя коры имеют более древний возраст.

В литературе последних лет (Dalrymple, Clague, 1976, 1978; Detrick, 1978; Greene et al., 1978, и др.) вулканическое Императорское поднятие многими авторами понимается как результат прохождения литосферной плиты над Гавайской горячей точкой. Р. Керр по этому поводу писал: «Гипотеза горячей точки была в большей степени интуитивным предположением до тех пор, пока образцы, поднятые с Гавайско-Императорской цепи, не подтвердили, что горячая точка является единственным реальным источником для образований этой цепи» (Kerr, 1978, p. 503). Образцы, поднятые в 55-м рейсе «Гломара Челленджера», действительно свидетельствовали, что на вулканических вершинах Императорского хребта в палеогене длительно росли тепловодные коралловые рифы, и что, как уже упоминалось, во время субаэральных вулканических излияний временами образовывались коры выветривания. Однако эти данные мало что добавляют в пользу представления о движении литосферной плиты над горячей точкой.

Известны палеоботанические данные, относящиеся к палеогеновым толщам Востока СССР и Аляски, находящимся далеко на севере от современного пояса теплого климата. Доказано, что северная граница распространения палм на тихоокеанском побережье в середине палеогена проходила у полярного круга. Остатки палм и других вечнозеленых растений в отложениях того же времени найдены на Камчатке. М. А. Ахметьев (1976), а до него Д. Вольф (Wolfe, 1972) отмечают, что средне-позднеэоценовые флоры Аляски носят умеренно теплый, а в прибрежных районах — субтропический характер. Такое явление отражает так называемый планетарный эоценовый климатический оптимум, который, кстати сказать, существовал не только в северном полушарии, но и в южном. Было бы удивительно, если бы выступающие из воды или слабопогруженные горы Императорского хребта не несли следов этого климатического оптимума.

Однако среди пробуренных скважинами рифовых отложений есть и палеоэоценовые. В связи с этим процитируем палеоботанические данные, относящиеся к этому времени (Андреева-Григорович и др., 1977). В северном полушарии для этого времени выделяется два типа флор. Один из них характерен для Сибири, Аляски и большей части Канады. В основном это были хвойно-широколиственные леса, указывающие, что на границе мела и палеогена здесь существовал умеренно теплый влажный климат, который распространялся по крайней мере до Новосибирских островов и Северной Аляски. Запад США и южные районы Евразии характеризуются вторым, субтропическим видом флор. Можно добавить, что чукотская свита бухты Угольной (Корякское нагорье) включает раннепалеоэоценовые *Magnolia*, а найбутинская свита Сахалина — секвойи и платаны. Поэтому полученные при бурении данные не могут однозначно свидетельствовать в пользу гипотезы Гавайской горячей точки.

Присутствие местами в разрезе скважин палеоэоценовых мелководных отложений свидетельствует о том, что хребет начал формироваться еще в верхнемеловую эпоху. Но вулканические процессы происходили в хребте также в течение кайнозоя. Они протекали параллельно с тектоническим опусканием уже сформированных отрезков поднятия.

Подобных линейных хребтов, отвечающих крупным зонам проницаемости, на западе Тихого океана немало (хребты Гавайский, Лайн, Гилберта, Табуан и ряд других). В. Морган (Morgan, 1972₂) происхождение всех их связывает с прохождением литосферной плиты через горячие точки, а Э. Джексон (Jackson, 1976) — с разрастанием зон дробления. Мы же полагаем, что все они отражают единую крупную систему разрывных структур, составляющих характерную особенность тектоники запада Тихого океана (Пушаровский и др., 1980).

Что касается Императорской разломной зоны, то она появилась на картах не так давно и опубликованных сведений о ней очень мало (Erickson et al., 1970). Зона простирается не менее 2500 км, имея среднюю ширину 150 км, т. е. это резко выраженная линейная тектоническая структура. Строение зоны сложное. Она состоит из узких, но весьма протяженных глубоких впадин и отдельных гребней, расположенных чаще всего кулисно. Глубина дна в главном ущелье может достигать почти 8 км при ширине его в несколько километров; ущелье имеет крутые (до 20° и более) борта с выходом акустического фундамента. С востока ему сопутствует протяженный хребет. При драгировании, проведенном на юге разломной зоны, с глубины 7000 м (данные 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев») были подняты подвергшиеся зеленокаменному метаморфизму габбро, отвечающие породам 3-го слоя. Выше по слою подняты габбро, габбро-долериты, долериты и базальты. Мощность разреза около 2500 м.

По морфологическим признакам и строению коры Императорская разломная зона сходна с субширотными разломами-гигантами северо-восточной части Тихого океана, но простирается она в северо-западном направлении почти перпендикулярно к ним. В то же время с Императорской разломной зоной сопряжены два крупных разлома, входящих в северо-восточную систему разломов-гигантов: Чинук и Сервейор. Структурный рисунок сопряжений указывает, возможно, на большой правосторонний сдвиг вдоль Императорской зоны. Это очень ценное указание на геодинамический процесс в северной области Пацифики. Соответственно Императорская разломная зона служит структурным разделом двух тектонических районов в океане, глубоко отличных по их строению и геодинамике: западную и восточную (Красный, 1978).

Б. Структурные элементы северо-западного сектора Тихого океана с относительно плавными очертаниями отнюдь не являются тектонически пассивными. В процессе их развития проявились многообразные тектонические движения, которые осложняли структуру. Если касаться краевых валов, то самая существенная их особенность состоит в том, что они, сопровождая желоба, являются в то же время весьма слабоконтрастными структурами. Их проще всего понимать как структуры сжатия в океанической коре, возникшие вследствие резонирующего воздействия тектонических движений в контрастной системе островная дуга — желоб. Ширина валов достигает сотен километров, а высота над океанским ложем — лишь сотен метров.

Особый интерес в связи с анализом тектоники северо-западного сектора Тихого океана вызывают поднятия Шатского и Хесса.

Поднятие Шатского (рис. 3) известно уже более 20 лет. Морфология поднятия освещалась в ряде публикаций (Сузюмов и др., 1975, и др.). В его южной части пробурено несколько глубоководных скважин. Однако до последнего времени природа поднятия (континентальная?, океаническая?) оставалась неопределенной.

Экспедициями НИС «Дмитрий Менделеев» были получены материалы, безусловно доказывающие океаническую природу поднятия. Во время 23-го рейса в центральной части поднятия был драгирован крупный меридиональный разлом, сопровождающийся уступом высотой 900 м, где были подняты глыбы и более мелкие обломки толентовых базальтов,

пористых и миндалекаменных, характерных, по заключению Г. Б. Рудника, для океанической коры. С другой стороны, скоростные сейсмические разрезы не указывают на присутствие здесь коры континентального типа, хотя толщина коры превышает 20 км. Как видно на разрезах⁵, увеличение мощности коры происходит за счет возрастания толщины 2-го и 3-го слоев, а также появления пород, промежуточных по скоростям между 3-м слоем и мантией (7,3—7,8 км/сек).

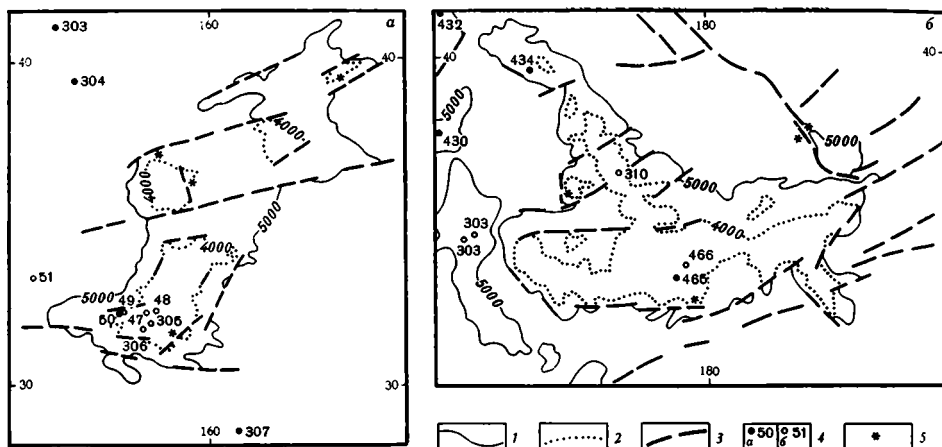


Рис. 3. Поднятия Шатского (3а) и Хесса (3б)

1 — изобата 5000 м, 2 — изобата 4000 м, 3 — разломы, 4 — глубоководные скважины: а — вскрывшие базальты, б — не дошедшие до фундамента; 5 — места драгирования

Поднятие Шатского имеет крупные размеры — 1200×300 км. Это не монолитный структурный элемент. По батиметрическим и сейсмическим данным устанавливается ряд крупных разломов, образующих ограничения поднятия и разбивающих его на три больших блока. Разломам отвечают уступы в рельефе высотой более 1000 м и с наклоном до 20° , с выходами акустического фундамента на поверхность дна. Свод поднятия в каждом из блоков широкий и уплощенный, осложненный рядом нарушений, особенно на севере.

Если судить по особенностям рельефа, то по некоторым разломам можно предполагать сдвиговое перемещение. Сейчас поднятие лежит на больших глубинах — от 2 до 5 км. Однако, как показали данные бурения и драгирования, базальты 2-го слоя и перекрывающие осадки образовались здесь в мелководных условиях, из чего однозначно следует, что в конце юры поднятие располагалось вблизи поверхности океана или выступало над ней. В строении разреза поднятия принимают участие отложения от современных до самых нижних горизонтов нижнего мела, но во всех пройденных скважинах разрезы не полные. Ранее предполагалось, что здесь были вскрыты верхнеюрские отложения, но при более детальном изучении это не подтвердилось (Крашенинников, 1978), и наиболее древние породы имеют берриасовый возраст⁶.

Глубоководное бурение проводилось на юге поднятия. Основная роль в разрезе принадлежит карбонатным биогенным отложениям, образовавшимся выше уровня карбонатной компенсации; распространены также кремнистые породы, характерные однако только для толщи мелово-

⁵ Здесь, как и для поднятия Хесса (см. ниже), использованы новейшие данные ГСЗ, полученные под руководством Ю. П. Непрочнова. См. также Den et al., 1969.

⁶ В ряде скважин не была вскрыта нижняя часть осадочного слоя, где присутствие отложений верхней юры очень вероятно.

го возраста. Мощность осадочного слоя, по сейсмическим данным, достигает 1000 м. Наиболее полный разрез мощностью 640 м пройден скв. 305. Но и в нем из разреза выпадают отложения верхов олигоцена и низов миоцена, а также, насколько можно судить, верхнего сеномана — низов турона. На западной же периферии поднятия выпадают все третичные отложения и большая часть меловых. Дальнейшее бурение несомненно выявит и другие эпохи размыва.

Поднятие Хесса было открыто по крайней мере на 10 лет позднее, чем поднятие Шатского. Изучено оно в меньшей степени, причем в нашей литературе его описания не существует, а в зарубежной описания неполные, содержащиеся главным образом в материалах глубоководного бурения, поскольку в двух рейсах «Гломара Челленджера» в его пределах бурились скважины. В 1979 г. поднятие исследовалось экспедицией 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев».

Во время рейса, как и в случае поднятия Шатского, было проведено весьма успешное драгирование пород 2-го слоя. На южном склоне возвышенности было обнаружено несколько уступов, крутизной более 20°, где и выполнялись драгировки (Г. Б. Рудник, О. А. Шмидт, Е. Н. Меланхолина и др.), охарактеризовавшие разрез 2-го слоя мощностью 2 км⁷. Породы представлены щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами. Хотя драгирование обнаружило пиллоу-лавы, которые распространены на разных уровнях, тем не менее, наличие крупнопористых разновидностей базальтоидов, как и в случае поднятия Шатского, может свидетельствовать об излияниях в относительно мелководных условиях. Данные изучения щелочно-базальтовой серии удачно дополняются материалами глубоководного бурения. В скв. 465 на юге поднятия Хесса были обнаружены трахиты, отвечающие верхам изученного нами разреза. В скв. 464 на севере поднятия описаны толеитовые базальты. Скоростные разрезы поднятия Хесса, аналогично поднятию Шатского, показывают увеличенную мощность 2-го и 3-го слоев, а также коры в целом, которая имеет здесь значения, близкие к 20 км. Состав пород, а также данные о строении коры подтверждают представления об океанической природе этого поднятия.

Поднятие Хесса (см. рис. 3б) имеет неправильную форму. В северо-западном направлении оно протягивается на 1200 км параллельно Императорскому разлому. Такие же размеры оно имеет и в южной части, где простирается в широтном направлении. Лежит оно на глубинах в несколько километров, но некоторые вулканические вершины подходят близко к поверхности. Крупные формы рельефа в общем сходны с таковыми на поднятии Шатского. Свод широкий, уплощенный; ограничения в ряде мест выражены в виде уступов, отвечающих разломам. Поверхность здесь сильнее расчленена. Мощность осадочного слоя более изменчива. Характерны многочисленные поперечные разломы, часто сбросового характера. Отмечены грабенообразные формы.

Над базальтами в местах бурения залегают альбские обломочные известняки, образовавшиеся за счет разрушения ранее образовавшихся карбонатных отложений. Литологические особенности нижних горизонтов осадочного слоя позволяют считать, что в конце среднемеловой эпохи здесь существовали участки суши — острова вулканического происхождения (Копорулин, 1979). Однако верхнемеловые осадки образовались уже в условиях довольно значительных глубин океана. Таким образом, погружение поднятия Хесса началось в самом начале поздне-меловой эпохи и происходило в общем быстро. Возможно, однако, что дальнейшими исследованиями будут обнаружены и более древние осадочные слои, чем известные ныне. Состав осадков 1-го слоя таков же, как и на поднятии Шатского.

⁷ Бурением пройдено лишь 63,5 м.

Судя по характеру осадков, седиментация в кайнозое происходила в условиях умеренных и значительных глубин. В то же время разрезы скважин чрезвычайно неполные. На северном погружении поднятия Хесса (скв. 464) перерыв в разрезе охватывает интервал от сеномана до среднего миоцена. В разрезе центральной части северной зоны (скв. 310) перерывы отвечают палеоцену, части среднего — верхнему эоцену и верхам олигоцена — части среднего миоцена. В центральной части южной зоны (скв. 465) перерывы охватывают интервал от среднего сеномана до среднего турона, верхний коньяк, нижний кампан и интервал от среднего эоцена до низов плиоцена. В то же время немного севернее (скв. 466) в разрезе хорошо представлены осадки среднего — верхнего эоцена, но отсутствуют осадки от сеномана до среднего турона, верхнего коньяка, верхнего сантона, верхнего маастрихта — нижнего эоцена и олигоцена — миоцена. Характер перерывов указывает на то, что главная причина их появления — сильные размывающие течения, изменения направления которых, несомненно, связаны с крупными структурными перестройками океанического дна, с одной стороны, и с тектоническими преобразованиями (в частности, с движениями по разломам) самого поднятия — с другой. Это относится и к поднятию Шатского.

Из приведенных морфологических, геологических и геофизических данных хорошо видно тектоническое подобие поднятий Шатского и Хесса. Это очень важный момент для анализа строения и структурного развития северо-западной части Тихого океана. По своей природе это тектоно-магматическое поднятия в океанической коре. Поднятие Шатского уже существовало в конце позднеюрского времени; поднятие Хесса — в среднемеловое время. Оба поднятия располагались батиметрически выше, чем смежные котловины, представлявшие области пелагического осадконакопления.

Как уже упоминалось, в некоторых работах поднятие Шатского рассматривается как результат развития спрединговой системы, существовавшей в северо-западной части Тихого океана (Hilde et al., 1976, и др.). Полностью разделяя идею о неустойчивом тройном сочленении литосферных плит в северо-западной части Тихого океана и трансформном разломе в зоне поднятия Шатского, Е. Г. Мирлин (1979) дает свое объяснение происхождения крупных вулканических массивов в океанах. Оно сводится к тому, что в районах тройного сочленения магматизм резко усиливается вследствие особенностей кинематики литосферных плит, вызывающей интенсивное дробление литосферы. Совершенно очевидно, что к такому же типу структур должно принадлежать и поднятие Хесса. Но именно это обстоятельство затрудняет использование плейт-тектонических построений для северо-западной части Тихого океана, ибо нет геологических и морфологических данных, чтобы интерпретировать поднятие Хесса как результат развития спредингового хребта или трансформного разлома, связанного с эволюцией тройного сочленения литосферных плит. Наличие здесь пород дифференцированной щелочной серии противоречит такой интерпретации. Расположение в районе поднятия Шатского зоны стыка разнонаправленных магнитных аномалий может быть связано с более поздним их совмещением.

Повышенная мощность коры на обоих поднятиях и вероятная сложность ее внутренней структуры могут свидетельствовать о значительной перестройке коры в меловое и более раннее время. Увеличение мощности 2-го и 3-го слоев, а также появление горизонта, промежуточного по скоростям между 3-м слоем и мантией, можно объяснить горизонтальным сжатием структур, с образованием серии пластин, перемещавшихся по пологим настигам, т. е. процессом, получившим название «тектонического скучивания» (Пейве и др., 1976). Как показали исследования последних лет, горизонтальные срывы в коре и верхней мантии могут происходить на разных уровнях (Пейве и др., 1976; Тектоническая рас-

слоенность литосферы, 1980). Судя по спокойному залеганию осадков 1-го слоя, можно думать, что они не подвергались значительным тектоническим нарушениям и были отложены позднее сжатия и скупивания коры. Соответственно время предполагаемого скупивания твердой коры на поднятии Шатского — домеловое, а на поднятии Хесса — доальбское.

Впадины океанского дна, разделяемые крупными поднятиями, в литературе не рассматриваются в качестве самостоятельных структурных элементов, со своими особенностями геологического развития. Они считаются пассивным фоном, на котором проявляются тектонические или магматические процессы. Однако накапливающиеся данные показывают, что это не так. Например, впадины, находящиеся к северо-западу и юго-востоку от поднятия Шатского отличаются друг от друга. Они лежат на разной глубине и несходны по характеру рельефа. Дальнейшие исследования, вероятно, выявят различия в мощности коры, причем северо-западная впадина, по-видимому, обладает несколько более мощной корой по сравнению с юго-восточной. В первой из них шире распространены разрывные нарушения, которые имеют нередко и более значительные размеры. Непрерывное сейсмическое профилирование выявляет разницу в строении осадочного чехла, который в северо-западной впадине несколько деформирован, а в юго-восточной — практически нет (устное сообщение Л. Р. Мерклина). Сравнение глубоководных скважин намечает некоторое различие в строении разрезов. Есть некоторая разница в мощностях отложений, хотя в обоих случаях они невелики и суммарно не превышают 400 м. Таким образом, участки океанского дна, представляющие собой абиссальные равнины, несомненно тектонически индивидуализированы, и в дальнейшем, когда на это будет обращено большее внимание, геодинамика океанского дна представится значительно полнее и определеннее.

Образцы базальтов (находящихся ниже осадков), поднятые из скважин 197, 303, 304 (северо-западная впадина) и 307 (юго-восточная впадина) представлены измененными океаническими толеитами. Это пиллоу-лавы, излившиеся на океаническое дно до накопления осадочного слоя. При драгировании на вулканических подводных горах во впадине повсеместно обнаруживаются щелочные базальты. Скважины углубились в базальты всего лишь на 9—12 м. Для характеристики более глубоких частей 2-го слоя необходимо проведение драгировок в зонах разломов в разных частях впадин.

В пределах северо-западной впадины мощность коры 6—8 км, но на периферии она увеличивается (Малахов и др., 1977; Asada, Shimatuga, 1976). Это несомненное свидетельство латерального перемещения глубинного материала, особенно если учитывать при этом большие утолщения коры на поднятиях Шатского и Хесса.

Несколько слов необходимо сказать о поднятии Обручева. Это относительно небольшой блок океанической коры, выступающий к югу от Командорских островов с океанической стороны Алеутского желоба. Он изучен очень слабо. Структурный анализ показывает, что Императорский хребет, имеющий разломную природу, врезается в поднятие Обручева, которое поэтому можно рассматривать как фрагмент более раннего океанического структурного плана, по-видимому, мезозойского. По геофизическим данным считается, что верхнюю часть поднятия Обручева слагают осадочные отложения мощностью до 2,5 км. Однако вряд ли эта диагностика справедлива. Вероятно, разрез здесь значительно более сложный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологический анализ северо-запада Тихого океана позволяет отметить неоднократное проявление здесь в мезозойское и кайнозойское время тектонических движений. Они создают крупные поднятия, вызывают

большие опускания разных по размерам участков океанского дна, приводят к образованию разрывов, в том числе крупных разломных зон. По разломам происходили не только вертикальные смещения, но, насколько можно судить, и сдвиговые. Все больше становится данных, свидетельствующих о горизонтальных срывах, приводящих к тектонической расчлененности коры и более низких частей литосферы, независимости горизонтальных перемещений отдельных ее структурно-геологических комплексов, как это доказывается в работах А. В. Пейве. При глубинном сейсмическом зондировании в приматериковой части Северо-Западной котловины установлена четкая расчлененность верхов мантии до глубин 250 км. На границе *M* и на более глубоких уровнях нередко фиксируются повышенные скорости сейсмических волн (Зверев, 1977; Asada, Smitamuga, 1976). Происходят процессы скупивания материала коры, возникают структуры сжатия и растяжения.

В ходе тектонической эволюции океанической коры имели место перестройки тектонического плана, разрушение ранее созданных структур и оформление новых. Можно уверенно говорить о повсеместном распространении океанической коры на северо-западе Тихого океана, так как никаких следов былого существования континентальной коры в пределах ложа Тихого океана нет.

Начинает проясняться время наиболее существенных тектонических эпох на северо-западе Тихого океана. Одна из таких эпох отвечает позднему мезозою (поздняя юра — средний мел), когда формировались поднятия Шатского и Хесса и сопряженные с ними впадины. Она коррелируется с эпохой мощных тектонических процессов на востоке Азии и на западе Северной Америки. С ней связано также образование восточной области Северного Ледовитого океана, тяготеющей к Тихоокеанскому сегменту.

Другая эпоха относится к самому концу мезозоя и началу кайнозоя. В это время начало формироваться Императорское поднятие. Поскольку оно имеет разломную природу, можно думать, что раскалывание коры на блоки происходило в это время и в соседних районах, в частности в пределах возвышенностей Шатского и Хесса. Можно предполагать также, что и Императорская разломная зона образовалась в эту тектоническую эпоху, хотя сдвиговые смещения по ней — процесс более поздний. Ранний кайнозой был эпохой заложения Алеутской островной дуги и соответственно обособления Берингова моря, оформления Алеутского глубоководного желоба и краевого Алеутского вала. Движения этого времени широко проявились на западе Северной Америки, где они известны под названием ларамийской тектонической эпохи. В последние годы важные тектонические процессы, относящиеся к этому времени, установлены на северо-западе Тихоокеанского пояса (Тектоника континентальных окраин..., 1980). К ним относится становление континентальной земной коры в Сихотэ-Алине. В районах юга Корякского нагорья, востока Сахалина и Хоккайдо, а также, вероятно, на значительной площади Охотского моря в это время сформировался гранитно-метаморфический слой. Образование офиолитовых пластин на Восточном Сахалине сочеталось, возможно, с развитием впадины Дерюгина в сопредельной части Охотского моря (Разницин, 1975). Деформации сжатия проявились на Восточной Камчатке и в зоне Малых Курил (Меланхолина, 1978).

Следующая отчетливо проявленная тектоническая эпоха относится к позднему кайнозою. На океанском дне в это время образовались новые разломы и вообще произошло усложнение тектонической структуры. С позднекайнозойским временем связано формирование Курило-Камчатского и Японского желобов, вала Зенкевича и глубоководных котловин Японского и Охотского морей. Отметим, что в настоящее время структурная история северо-западной окраины Тихого океана изучена весьма

основательно. Выяснено, что для всех отрезков геологического времени, начиная по крайней мере с раннего палеозоя, здесь выделяются зоны с переходным между океаническими и континентальным типом строения земной коры (Тектоника континентальных окраин..., 1980). Поэтому современные системы желоб — островная дуга — краевое море представляют собой естественное продолжение длительной эволюции континентальной окраины как зоны, охваченной процессом формирования континентальной земной коры.

Намеченная здесь корреляция эпох тектонических движений континентальных окраин и сопредельной океанической области последующими публикациями будет детализирована. Но, как надеются авторы, в данной работе им удалось показать ее принципиальную возможность.

Выполненный геологический анализ не позволяет присоединиться к представлениям о существовании трех плит: Кула, Фараллон и Тихоокеанской, как и к идее об образовании Императорского хребта в связи с движением литосферной плиты над «горячей точкой».

Мы остановились на основных чертах тектоники северо-запада Тихого океана, базируясь на новейших материалах, полученных в ходе целенаправленных исследований по специальной программе. Можно сказать, что в результате осуществления этой региональной программы в короткое время удалось получить очень существенные геологические и геофизические факты, которые необходимы для полноценного и многостороннего тектонического анализа океанского дна, такого, к какому мы привыкли на суше. Для тектоники океанов сейчас время обогащаться новыми фактами. Региональные программы (проекты) способствуют этому в очень большой степени.

Литература

- Андреева-Григорювич А. С., Ахметьев М. А., Вахрамеев В. А., Глезер З. И., Заклинская Е. Д., Кордэ К. Б., Музылев Н. Г., Шеменко С. И. Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М., «Наука», 1977.
- Ахметьев М. А. О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным). — В кн.: Палеонтология. Морская геология. Межд. геол. конгресс, XXV сес. М., «Наука», 1976.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., «Наука», 1976.
- Гершанович Д. Е., Конохов А. И., Лисицын А. П. Основные черты геоморфологии Императорского и Гавайского хребтов. — Тр. Всес. научно-исслед. ин-та морского рыбн. х-ва и океанографии, 1977, т. 119.
- Гравитационное поле и рельеф дна океана. Л., «Недра», 1979.
- Зверев С. М. Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана. — В сб.: Геофизические исслед. зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1977.
- Копорулин В. И. Древние острова Тихого океана. — Природа, 1979, № 7.
- Красный Л. И. О великом тихоокеанском георазделе. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5.
- Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). — Вопросы микропалеонтологии, № 21. М., «Наука», 1978.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Межд. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Проблема II. М., «Недра», 1964.
- Малахов А., Хассонг Д., Одегард О., Удинцев Г. Б., Косминская И. П., Моуравова Е. А. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан). — Океанология, 1977, т. XVII, вып. 6.
- Меланхолина Е. Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда). — Геотектоника, 1978, № 3.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Мирлин Е. Г. О природе горячих точек. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5.

- Пушаровский Ю. М.* Тектонические карты; обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 215—226.
- Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Системы разломов в Тихом океане. Геотектоника, 1980, № 2.
- Разницын Ю. Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2.
- Суюмов А. Е., Мирлин Е. П., Фингер Д. Л., Городницкий А. М.* Новые данные о рельефе дна и магнитном поле района возвышенности Шатского (Тихий океан).— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М., «Наука», 1980.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М., «Наука», 1980.
- Тихий океан. М-б 1 : 25 000 000. Главное упр. геодезии и картограф. при Совете Министров СССР, М., 1976.
- Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Шмидт О. А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М., «Наука», 1978.
- Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment.— In: Geophysics of Pacific ocean basin and margin, Geophys. Monogr., 19. Washington D. C., 1976.
- Byrne T.* Late Paleocene demise of the Kula-Pacific spreading center.— Geology, 1979, v. 7, No. 7.
- Chase T. E., Menard H. W., Mammerickx J.* Topography of the North Pacific, scale 1 : 6 500 000. Geologic data Center, Scripps Institution of Oceanography and Institute of Marine Resources. Univ. Calif., San Diego, 2^d Printing, 1977.
- Dalrymple G. Clague D. A.* Age of the Hawaiian — Emperor bend.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31.
- Dalrymple G. B., Clague D. A.* Evidence of northward movement of the Emperor sea mounts.— Geology, 1978, v. 6, No. 2.
- Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing J. I., Hotta H., Edgard N. T., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Sato T., Ando S.* Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific Basin.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 6.
- Detrick R. S.* Island subsidence, hot spots, and lithospheric thinning.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, No. B3.
- Erickson B. H., Naugler F. P., Lucas W. H.* Emperor fracture in the central North Pacific.— Nature, 1970, v. 225, No. 5227.
- Greene H. G., Dalrymple G. B., Clague D. A.* Evidence for northward movement of the Emperor seamounts.— Geology, 1978, v. 6, No. 2.
- Hasegawa A., Umino N., Takagi A., Suzuki Z.* Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath Northeastern Honshu (Japan).— Tectonophysics, 1979, v. 57, No. 1.
- Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman J. M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific.— In: Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. Washington, 1976, 205—226.
- Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin.— Tectonophysics, 1977, v. 38, No. 1, 2.
- Jackson E. D.* Linear volcanic chains on the Pacific plate. Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. Washington, 1976.
- Kerr R.* Plate tectonics: hot spot implicated in ridge formation.— Science, 1978, v. 202, No. 4367.
- Larson R. L., Chase C. G.* Late Mesozoic evolution of the Western Pacific ocean.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, No. 12.
- Morgan W. J.* Deep mantle convection plumes and plate motions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, No. 2.
- Morgan W. J.* Plate motions and deep mantle convection.— In: Studies in Earth and space sciences. Geol. Soc. Amer., Memoir 132, 1972.
- Nishenko S., McCann W.* Large thrust earthquakes and tsunamis: implications for the development of fore arc basins.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, No. B 2.
- Wolfe J. A.* An interpretation of Alaskan tertiary floras.— In: Floristics and paleofloristics of Asia and Eastern North America. Elsevier Publishing Company. Amsterdam— London — New York, 1972.

УДК 551.24.01

Ю. В. ЧУДИНОВ

РАСШИРЕНИЕ ЗЕМЛИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ: О НАПРАВЛЕНИИ ДВИЖЕНИЙ В ОКРАИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Рассматривается сущность глубинных процессов и направление тектонических движений в активных окраинно-океанических зонах. Фактический материал лучше согласуется с представлением о выдвигании океанического крыла глубинных окраинно-океанических зон, или его эдукции, с соответствующим наращиванием прилежащих участков океанического дна, чем с представлением о субдукции. Эдукционный процесс хорошо объясняет возникновение и развитие окраинных геосинклиналией и ряд других геологических явлений.

Автором уже показывалось, что признание спрединга дна океанов при сопоставлении с реальными геологическими фактами ведет к заключению о расширении Земли в целом. Таким образом, распространенное мнение, согласно которому признание спрединга равносильно признанию гипотезы плит, основано на недоразумении: факты, свидетельствующие в пользу океанического спрединга, в большей мере являются аргументами гипотезы расширения Земли, нежели гипотезы плит (Чудинов, 1976). Сущность различий между гипотезой расширения Земли и гипотезой плит заключена в понимании процессов, происходящих в активных окраинно-океанических зонах. Как известно, согласно гипотезе плит в этих зонах должно происходить взаимное пододвигание плит, полностью компенсирующее расширение океанического дна в срединно-океанических хребтах. С точки зрения расширения Земли такая компенсация необязательна.

Представление о взаимном пододвигании плит в окраинно-океанических зонах в «новой глобальной тектонике» первоначально было получено умозрительно (Ле Пишон, 1974, Морган, 1974; Чудинов, 1976); лишь в дальнейшем для подтверждения этого вывода был привлечен обширный фактический материал. Если так же умозрительно решать вопрос о направлении движений в окраинно-океанических зонах при расширении Земли, то решений может быть два. Согласно одному из них можно допустить, что движения в окраинно-океанических зонах имеют тот же характер, что предположен «новой глобальной тектоникой», т. е. океаническое дно пододвигается под островные дуги и континенты, хотя и не компенсирует полностью разрастание срединно-океанических хребтов. Для этого нужно предположить, что океаническое дно расширяется значительно быстрее, чем Земля в целом. Другое решение кажется более логичным. Если расширение Земли происходит преимущественно за счет расширения внутренних ее частей, часть материала верхней мантии должна выдавливаться из-под массивов континентальной литосферы и вытекать в сторону расширяющихся океанов (рис. 1). Направление движений в окраинно-океанических зонах, т. е. на активных границах континентальной и океанической литосферы, в этом случае

должно оказаться обратным: вместо пододвигания океанического крыла под континенты здесь должно происходить выдвигание этого крыла и перемещение его в сторону океана. Фактический материал, относящийся к глубинным окраинно-океаническим зонам, показывает, что такое направление движений не только возможно, но и более правдоподобно¹.

К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Закономерно сопряженные структуры активных окраинно-океанических зон, к которым относятся глубоководные окраинно-океанические впадины — желобы, островные дуги с краевыми морями в их тылу или прилегающие к желобам краевые материковые поднятия, с их сейсмичностью и вулканизмом, давно привлекали внимание геологов. Традиционным является объяснение происхождения этих структур как следствия сжатия; такое объяснение с конца прошлого века давалось им гипотезой контракции. Странник этой гипотезы У. Хоббс (Hobbs, 1914) высказал мнение о пододвигании океанического дна под островные дуги и континенты; причину этого явления он видел в обрушении дна океанов и соответствующем сокращении их поверхности (состав коры у океанов предполагался тем же, что и у континентов).

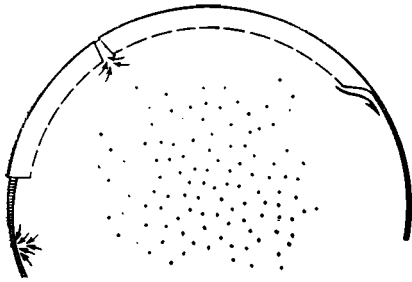


Рис. 1. Принциальная схема вытекания мантийного материала из-под массивов континентальной литосферы под воздействием внутренних расширяющихся частей Земли (условно показана точками). Мелкие стрелки и тонкая штриховка — участки спредингового наращивания океанической коры

Возникшая в 20-х годах гипотеза дрейфа материков ослабила позиции гипотезы контракции, однако в части понимания движений в окраинно-океанических зонах выводы ее были в значительной части аналогичны. Правда, надвигание сиалических материковых глыб на океаническую кору с соответствующим сжатием А. Вегенер (1925) предполагал только для западных окраин континентов; на восточной окраине Азии им допускалось растяжение с отрывом и отставанием островных дуг при движении материка. Однако последнее предположение обычно привлекало меньше внимания.

Факт, что окраинно-океанические зоны не просто высокосейсмичны, но характеризуются развитием глубокофокусных землетрясений, стал выявляться в начале 20-х годов, но получил всеобщее признание лишь к началу 30-х (Рихтер, 1963). К середине 30-х годов относятся первые построения изобат фокусов землетрясений, показавшие существование наклонных сейсмофокальных зон, уходящих от глубоководных желобов в сторону континентов на глубину сотен км (Visser, 1936). Существование этих зон на первых порах подвергалось сомнению даже наиболее авторитетными сейсмологами (Gutenberg, Richter, 1938). Однако с 40-х годов вывод о существовании наклонных глубинных сейсмофокальных зон, достигающих глубин 600—700 км, становится бесспорным.

В советской литературе новые данные нашли отражение в статьях Н. А. Заварицкого (1946) и Н. С. Шатского (1946)². В статье Н. С. Шатского проводится аналогия между современными сейсмофокальными окраинно-океаническими зонами и границами древних глубинных струк-

¹ В условиях расширения Земли этот процесс может происходить одновременно со спредингом срединно-океанических хребтов.

² Статьи соответствуют докладам, прочитанным на сессии Отделения наук о Земле АН СССР.

тур, выделенных ранее А. В. Пейве (1945). О направлении движений в глубинных сейсмофокальных зонах Н. С. Шатский прямо не высказывается, однако можно понять, что он считает вероятным надвигание континентального крыла на океаническое, поскольку движения объясняются разрастанием континентальных коры и верхней мантии. В статье Н. А. Заварицкого прямо указывается на вероятность пододвигания океанического дна; автор ссылается при этом на выводы У. Хоббса. Как видно из сказанного выше, представления этого исследователя, однако, не могут быть приняты в наше время³.

Многое в изучение глубинных сейсмофокальных окраинно-океанических зон внес американский геофизик Г. Беньоф (Benioff, 1954, 1959; Бениофф, 1966, и др.). В литературе эти зоны часто называются его именем. Основной в работах Г. Беньофа является мысль о возникновении глубинных окраинно-океанических зон под действием поперечного к их простираению сжатия по возникающему при этом косому сколу. Такой взгляд, вообще говоря, не объясняет причины различий в составе крыльев глубинных окраинно-океанических зон. Относительно направления тектонических движений по возникшим таким образом зонам Г. Беньоф высказывал различные мнения. В более ранних работах им допускались переменные движения, включая (в соответствии с сейсмологическими данными) движения с выдвиганием океанического крыла из-под континентального. Позднее ведущими Г. Беньоф стал считать сдвиговые движения, отвечающие правостороннему вращению дна Тихого океана относительно своего обрамления. Еще позднее он возвращается к мысли о сменяющих друг друга во времени разнонаправленных движениях в основном в направлении падения зон, с преимущественным надвиганием континентальных крыльев; подобно Н. С. Шатскому, Г. Беньоф объяснил это надвигание наращиванием континентальной литосферы (а обратные движения — временным ее сокращением; Бениофф, 1966).

С созданием «новой глобальной тектоники» (гипотезы плит) стало усиленно разрабатываться представление о пододвигании океанического крыла окраинно-океанических сейсмофокальных зон в сторону континента на всю глубину последних. Оно ведет ко многим противоречиям. Его сторонники вынуждены допускать внедрение практически без деформаций в твердую мантию на глубину многих сотен км пластин океанической литосферы с мощностью 60—70 км, т. е. в 10—20 раз меньше пути их внедрения; предполагать, что по мере погружения в мантию эти базальтовые пластины вместо замедления испытывают ускорение движения (что должно объяснить существование над ними обширных структур растяжения в виде окраинных морей); утверждать, что внедрение холодной океанической литосферы не только не ведет к охлаждению окружающей мантии, но вызывает ее интенсивное разогревание, следствием которого является островодужный вулканизм и в несколько раз увеличенный тепловой поток. Особо следует отметить, что представления новой глобальной тектоники, хотя и не подтвержденные неоспоримыми фактами, воспринимаются в геологии как привычные, так как продолжают традицию контракционной гипотезы.

Возможность преимущественного выдвигания океанического фундамента из-под континентов и островных дуг в литературе почти не рассматривалась. Подобное допущение сделано М. Кейсом (Keith, 1972), предложившим «обратный» вариант гипотезы плит, согласно которому

³ Н. А. Заварицкий, говоря о направлении движений, высказывает также мнение, что «при перемещениях вдоль наклонной поверхности одно крыло будет подниматься, а другое опускаться. Мы знаем, что восточные окраины Азии и островные дуги испытывают поднятия», откуда делается вывод о встречном движении континентального и океанического крыльев окраинно-океанических зон (Заварицкий, 1946, стр. 8). Как показывается ниже, поднятие континентальных крыльев должно происходить и при выдвигании океанического фундамента.

плиты «новой глобальной тектоники» выдвигаются в окраинно-океанических зонах, а погружаются в срединно-океанических хребтах. Почти всю свою работу М. Кейс посвятил обоснованию наименее убедительной ее части, относящейся к погружению плит в срединно-океанических хребтах. Сторонник гипотезы расширения Земли В. Ф. Блинов (1977) сделал вывод о неизбежности наращивания океанической коры в зонах глыбовоководных желобов на основании анализа распространения разновозрастных осадков в Тихом океане.

Другие сторонники расширения Земли решали вопрос о направлении движений в окраинных сейсмофокальных зонах иначе. С. Кэри (Carey, 1978) полагает, что океанические крылья глубинных окраинно-океанических зон являются неподвижными, сейсмофокальные области представляют собой переходную зону, где возникают очаги разрушения, а основные движения восходящего направления происходят в континентальном крыле. В. Н. Ларин (1975), объясняя возникновение геосинклиналей в условиях расширения Земли образованием «депресссионных воронок» астеносферы, распространяет тот же механизм на окраинно-океанические зоны; основными при этом считаются нисходящие перемещения вещества континентального крыла в сторону континента (т. е. в направлении, обратном обычно предполагаемому).

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О ДВИЖЕНИЯХ В ГЛУБИННЫХ ОКРАИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Прямые наблюдения за направлением смещений в окраинно-океанических зонах, например за смещениями земной поверхности при катастрофических землетрясениях, слишком редки и не рисуют отчетливой картины. Обычная геологическая методика, применяемая для определения направления смещений по разломам, например по уровню эрозионного среза крыльев, сопоставлению фаций и т. д., для глубинных окраинно-океанических зон оказывается непригодной: эти наиболее крупные на Земле разграничительные структуры всегда имеют разный состав и плотность пород в крыльях, и в силу законов изостазии их океанические крылья поэтому при любом направлении тектонических движений должны находиться на более низком гипсометрическом уровне по сравнению с противлежащими континентальными (или с корой «переходного типа») крыльями.

Все методы определения направления движений в глубинных окраинно-океанических зонах по сейсмологическим данным являются косвенными. Преимущество их состоит в использовании многочисленных определений, которые могут быть обработаны статистически.

В основе всех определений лежит факт закономерного расположения на земной поверхности областей сжатий и разрежений, связанных с первыми вступлениями продольных сейсмических волн (после учета поправки на искривление сейсмических лучей). В ряде случаев эти области можно разделить приблизительно перпендикулярными линиями так, что распределение разрежений и сжатий оказывается квадрантным (рис. 2). Предполагается, что указанные линии представляют собой места выхода на земную поверхность двух взаимно перпендикулярных плоскостей, проходящих через очаг землетрясения; эти плоскости называются нодальными⁴. Можно представить себе разные механизмы возникновения землетрясений, вызывающие указанное распределение разрежений и сжатий; наиболее известные модели этих механизмов представлены на рис. 2. Это двудипольная и одnodипольная модели, или, согласно условным названиям Дж. Ходжсона (1966), модели «разрушения» и «разлома». Для того, чтобы выбрать одну из названных моделей, может быть

⁴ Выходы нодальных плоскостей на сферической поверхности Земли могут быть и не перпендикулярными.

привлечен анализ распространения поперечных волн, однако получение однозначного ответа на практике часто бывает затруднительным. В последнее время большинство геофизиков принимает модель «разрушения», хотя с геологической точки зрения модель «разлома» не менее вероятна⁵. Существуют и более сложные модели механизмов землетрясений.

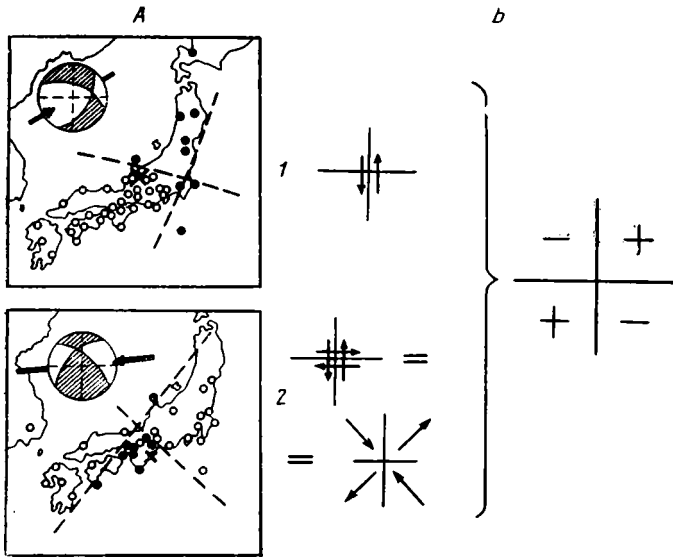


Рис. 2. А — примеры квадрантного распределения сжатий (черные кружки) и разрежений (белые), возникших при первых вступлениях продольных волн двух японских глубоководных землетрясений, по Хонда и Масацука (Рихтер, 1963). Вверху указана ориентировка осей сжатия согласно модели «разрушения». Б — возникновение квадрантного распределения сжатия (+) и разрежений (-): 1 — согласно модели «разлома» (диполя с моментом), 2 — модели «разрушения» (двойного диполя); по Ходжсону (1966)

Важно отчетливо различать геофизические данные, относящиеся к направлению смещений в очагах землетрясений и к направлению вызывающих их сил и напряжений. В геологических работах те и другие нередко принимаются равнозначными, что ведет к недоразумениям. Сведения о **направлении смещений** более конкретны, так как получают непосредственно из фактических данных о распространении сжатий и разрежений. Правда, в каждом случае решение обычно имеет два варианта, так как смещение может быть предположено в любой из двух взаимно перпендикулярных нодальных плоскостей. В случае, когда речь идет о направлении векторов **напряжений** и тем более **тектонических сил**, выводы менее определены. Во-первых, они зависят от выбора модели механизма землетрясения (так, направление действия сил в моделях «разлома» и «разрушения» отличаются на 45°). Во-вторых, при выборе наиболее распространенной модели «разрушения» предполагаемая деформация может произойти как под влиянием силы сжатия, так и перпендикулярной ей силы растяжения.

Из сказанного также следует, что однообразная ориентировка определенной оси напряжения (согласно модели «разрушения») не означает однородного направления движений. Например, в советской литературе

⁵ По справедливому замечанию В. И. Кейлис-Борока (Гоцадзе и др., 1957), модель «разрушения» (или двойного диполя) «представляется чрезмерно упрощенной: в ней не разграничиваются понятия общих тектонических сил и упругих напряжений» (стр. 75).

широко известны выводы Л. М. Балакиной (1962; 1974; Балакина и др., 1972, и др.) о преимущественном распространении в окраинно-океанических зонах Тихого океана поперечных к простиранию этих зон субгоризонтальных напряжений сжатия. Эти выводы используются в тектонических работах для доказательства реальности пододвигания океанических крыльев глубинных окраинно-океанических зон. Однако сам вывод об ориентировке напряжений сжатия получен из данных о направлении смещений, а они, согласно использованным Л. М. Балакиной материалам (в основном по Курило-Камчатской дуге), представлены преимущественно смещениями двух групп, одна из которых соответствует пододвиганию океанического крыла, а другая — сдвигам поперечного к простиранию окраинно-океанических зон направления (Л. М. Балакина характеризует это явление как перемену мест оси растяжения и промежуточной оси в эллипсоидах напряжений). Распространение поперечных сдвигов устанавливалось в Курило-Камчатской дуге ранее В. И. Кейлис-Бороком с соавт. (использовавшими модель «разлома»; Гоцадзе и др., 1957) и рядом других авторов в других островных дугах (Ходжсон, 1966). Кроме того, ввиду упоминавшейся проблематичности выбора одной из двух нодальных плоскостей, среди смещений, относимых к поддвиговым, могут присутствовать смещения по секущим окраинно-океанические зоны (падающим навстречу им) плоскостям, а среди относимых к поперечным сдвигам — сдвиги продольного направления.

Однако и выводы об однородной ориентировке напряжений часто оспариваются. Согласно В. Н. Аверьяновой (1968, 1975), поле напряжений в Курило-Камчатской зоне состоит из ряда чередующихся объемов всестороннего неравномерного сжатия и растяжения с разнообразным направлением их осей. Многие авторы, поддерживая представление о поперечной к простиранию окраинно-океанических зон ориентировке напряжений сжатия, считают их наклоненными круче. Достаточно большой наклон оси сжатия означает, что с поверхностью окраинно-океанической зоны совпадает сколовое сечение эллипсоида, отвечающее по направлению смещений уже не пододвиганию океанического крыла, а его выдвиганию (Ritsema, 1964, и др.).

В настоящее время становится очевидным, что увеличение детальности работ, как правило, выявляет пеструю картину направлений смещений в очагах землетрясений. В этом отношении показательна, например, работа И. Г. Симбиревой, С. А. Федотова и В. Д. Феофилактова (1976). На основании статистического обобщения параметров более чем 1700 землетрясений Курило-Камчатской дуги и прилегающих районов авторы приходят к выводу о мозаичном характере поля напряжений, в пределах которого ими выделено 14 различных типов тензоров напряжений. В работе (в отличие от ряда других геофизических публикаций) приводятся непосредственные данные о направлениях смещений; как считают авторы, при разнообразном в целом направлении смещений, по плоскостям, согласующимся с ориентировкой глубинной зоны, на флангах Курильской дуги преобладают смещения, соответствующие пододвиганию океанического крыла, а в центральной части дуги — его выдвиганию.

Вывод о разнообразном направлении сейсмических смещений положен в основу представлений «новой глобальной тектоники». Сторонники этой гипотезы считают, что плоскости смещений в очагах землетрясений, «как правило, непараллельны поверхности сейсмической зоны» (Айзекс и др., 1974). Предполагается, что это вызвано расположением осей растяжения и сжатия не вне плоскости окраинно-океанических зон, как обычно считалось ранее, а в самой этой плоскости с ориентировкой осей в направлении падения зоны. При этом напряжения растяжения и сжатия неоднократно чередуются, что и ведет к разнообразию смещений.

Хотя отдельные заключения о направлении смещений в очагах зем-

летрясений во многих случаях могут оспариваться, вывод о разнообразии направлений смещения в глубинных окраинно-океанических зонах, по-видимому, наиболее надежен и его следует принять за основной. К заключениям об ориентировке напряжений и тектонических сил необходимо относиться с большей осторожностью: как видно даже из приведенного беглого обзора, в их трактовке возникают значительные разногласия. Можно, однако, в соответствии с выводом о разнообразном направлении сейсмологических смещений полагать, что и ориентировка напряжений, вызывающих смещения, бывает разнообразной.

В заключение несколько слов о соотношении напряжений растяжения и сжатия. Часто предполагается, что естественным следствием поддвигания (субдукции) должно быть развитие напряжений сжатия;

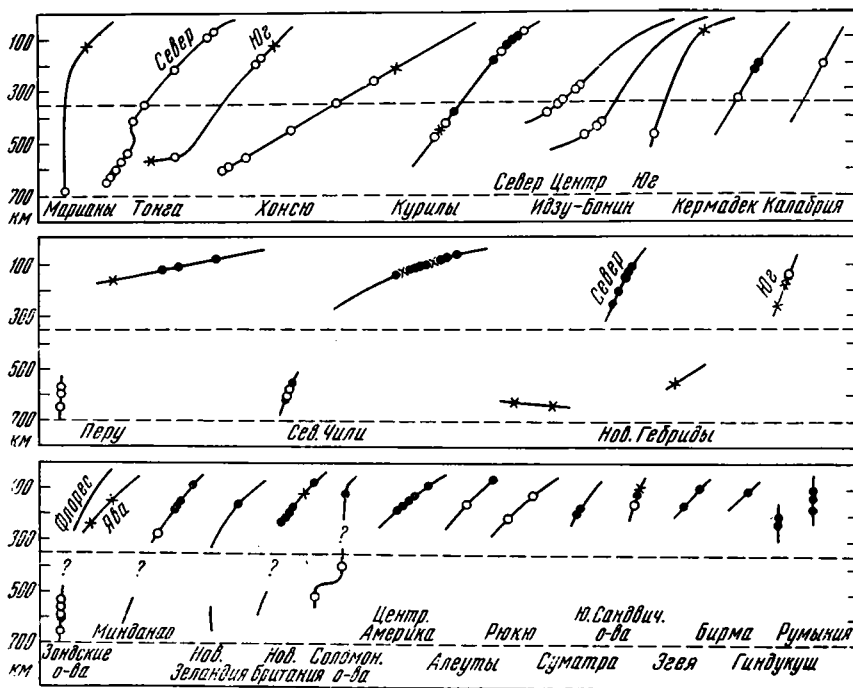


Рис. 3. Распространение напряжений растяжения и сжатия в различных глубинных сейсмических зонах мира, по Б. Айзексу и П. Молнару (Isacs, Molnar, 1971). Кружки отвечают ориентировке главных осей напряжений по падению сейсмических зон: черные — напряжений растяжения, белые — напряжений сжатия. Кресты — оси сжатия ориентированы по простиранию сейсмических зон, оси растяжения субгоризонтальны

отсюда иногда делается вывод, что обратный процесс выдвигания океанических крыльев должен сопровождаться распространением одних напряжений растяжения. Это рассуждение не вполне верно. Распространение повсеместного сжатия при поддвигании плит, действительно, следует ожидать, и его отсутствие должно было бы считаться аргументом против субдукции. Однако выдвигание, если считать его следствием вытекания вещества под давлением внутренних частей Земли, должно сопровождаться развитием как растяжений, так и сжатий. Такая картина, очевидно, и имеет место в действительности. К выводу о широком распространении в глубинных окраинно-океанических зонах наряду со сжатием растяжения пришли многие авторы (Ritsema, 1964; Ходжсон, 1966; Honda et al., 1967; Аверьянова, 1968, 1975, и др.). К такому же выводу приводит приложение к фактическому материалу упомянутой идеи Б. Айзекса и других сторонников «новой глобальной тектоники» о

расположении главных осей напряжений по падению окраинно-океанических зон. Исследование Б. Айзекса и П. Молнара (Isacks, Molnar, 1971) показало, что, в соответствии с указанной точкой зрения, в глубинных окраинно-океанических зонах мира напряжения сжатия и растяжения распространены примерно одинаково (рис. 3). Авторами приводятся новые данные по окраинно-океанической зоне Южной Америки, согласно которым в ней распространено преимущественно растяжение (ранее все исследователи предполагали там сжатие). Достаточно очевидно, что данные, приведенные на рис. 3, могут быть использованы для доказательства как пододвигания, так и выдвигания океанического дна.

СПОСОБЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В основе принятых тектонических интерпретаций лежит представление, что поверхность главных тектонических перемещений расположена среди очагов землетрясений, в местах наибольшего их сгущения. Тем самым предполагается, что механические свойства обоих крыльев глубинных окраинно-океанических зон идентичны: очаги землетрясений равномерно рассеяны относительно зоны тектонических перемещений.

Выполненные таким образом построения, однако, приходят в противоречие с установленными фактами. Согласно геологическим, геофизическим и геоморфологическим данным, граница континентальной и океанической коры и литосферы в местах развития островных дуг и океанических желобов имеет вполне определенное положение на поверхности: она приурочена к подножью континентального склона (или склона островной дуги), к линии его перехода в дно океанического желоба (т. е. к оси желоба). Дно желоба всегда характеризуется океаническим составом коры, склон континента или островной дуги — континентальным или «переходным», включающим существенные элементы континентального характера. Естественно полагать, что эта граница и отвечает выходу на поверхность зоны основных тектонических перемещений. Если же положение этой зоны определять указанным выше способом по расположению очагов землетрясений, то ее выход всегда оказывается смещенным в сторону континентального склона, обычно на его середину (на что в некоторых работах указывается как на установленную закономерность; Токарев, 1974). Это обстоятельство обусловлено характерными особенностями размещения очагов землетрясений. Известно, что собственно сейсмофокальные зоны, т. е. объемы размещения очагов землетрясений, имеют значительные размеры, при этом ширина их к поверхности увеличивается: если на больших глубинах она составляет, по-видимому, десятки км, то с глубины 150—200 км и выше сейсмофокальные зоны разрастаются, достигая у поверхности 150—250 км. Это разрастание всегда происходит в направлении от желоба к континенту и почти не захватывает океаническую сторону желоба (рис. 4); таким образом, любая поверхность, проведенная среди очагов землетрясений, отклоняется от оси желоба (т. е. тектонической границы, определяемой наиболее прямыми методами) в сторону континента.

Дальнейшие выводы из рассмотренного построения также противоречивы. В первом, более раннем способе тектонической интерпретации предполагается, что направление тектонических перемещений должно совпадать с направлением преобладающих смещений в очагах землетрясений. Ряд авторов на этой основе пришли к выводу о сложном сочетании одновременно происходящих разнонаправленных движений (Ritsema, 1964; Аверьянова, 1975; Симбирева и др., 1976, и др.)⁶. Второй спо-

⁶ Представление о знакопеременных движениях высказывалось также на основании детального изучения скоростного разреза Курило-Камчатской глубинной зоны И. П. Кузиным (1974).

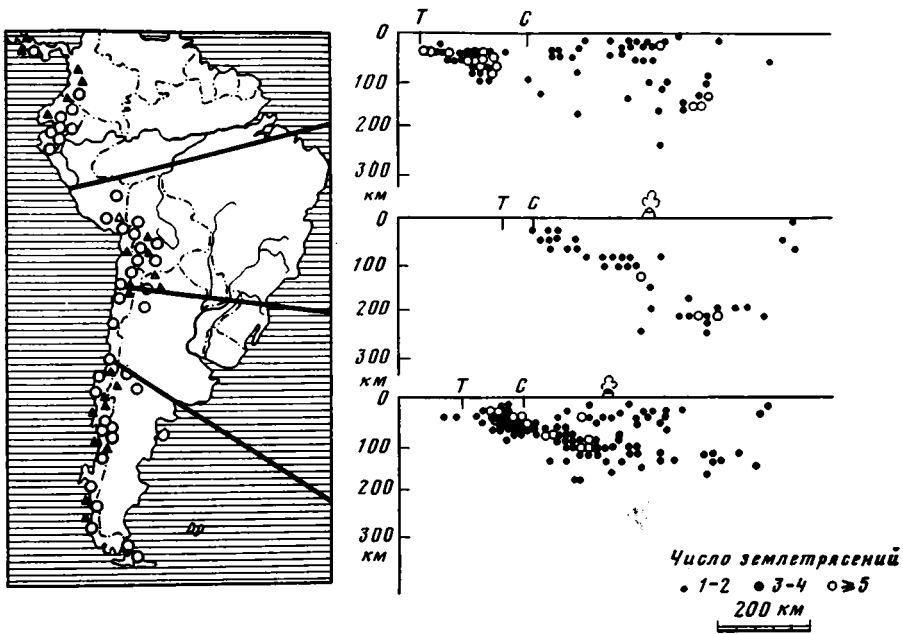


Рис. 4. Современная сейсмичность и вулканизм Южной Америки, по И. Саксу (Sacks, 1977). Треугольники на карте обозначают действующие вулканы, кружки — потухшие. На разрезах: Т — глубоководный желоб, С — берег океана, обозначено положение вулканических цепей; горизонтальный и вертикальный масштабы сделаны равными

соб тектонической интерпретации предложен сторонниками гипотезы плит. Как уже отмечалось, он предполагает, что смещения в очагах землетрясений закономерно происходят в плоскостях, непараллельных сейсмофокальной зоне, по которой происходит пододвигание плит. Очевидное противоречие состоит в том, что предполагается взаимное перемещение по определенной поверхности крупных твердых масс при отсутствии фактических смещений вдоль этой поверхности.

ЭДУКЦИОННЫЙ ПРОЦЕСС

Выше изложена точка зрения, согласно которой основной процесс на активных континентальных окраинах может состоять в вытекании к поверхности вдоль краев континентальных глыб глубинного мантийного материала. По аналогии с термином «субдукция» он может быть назван «эдукцией». Эдукционный процесс объясняет основные геологические и геофизические свойства активных окраинных зон лучше, чем представления о субдукции.

Глубинные окраинно-океанические зоны, с этой точки зрения, приурочены к границе относительно жесткой и консолидированной неподвижной континентальной литосферы (их висячее крыло) с вытекающим из глубины пластичным (разогретым) мантийным материалом. Отсюда глубинные окраинно-океанические зоны не могут отождествляться с разломами, хотя бы и наиболее крупными, так как являются образованиями следующего порядка — границей вещества различного состава с различным физическим состоянием⁷.

В ряде современных геофизических исследований приводятся данные, свидетельствующие о весьма глубокой, значительно глубже границы Мохоровичича, консолидации континентальной литосферы по срав-

⁷ Подобная мысль высказывалась Н. С. Шатским (1946).

нению с океанической (Lovering, 1958; Рингвуд, 1972; Ringwood, 1975, и др.). Неоднократно высказывалось также мнение (впервые, очевидно, Г. Беньофом — Бениофф, 1966), о том, что распространение глубокофокусных землетрясений в окраинно-океанических зонах показывает глубину консолидации континентальной литосферы. Если глубокие землетрясения действительно обуславливаются жесткостью континентальной литосферы, с которой граничит (согласно сделанному предположению) вытекающая из глубины более горячая и пластичная масса, землетрясения должны преимущественно возникать в континентальном крыле глубинных зон, представляя собой его реакцию на перемещение материала в лежащем крыле. В этом случае поверхность основных тектонических перемещений следует полагать размещающейся не среди очагов

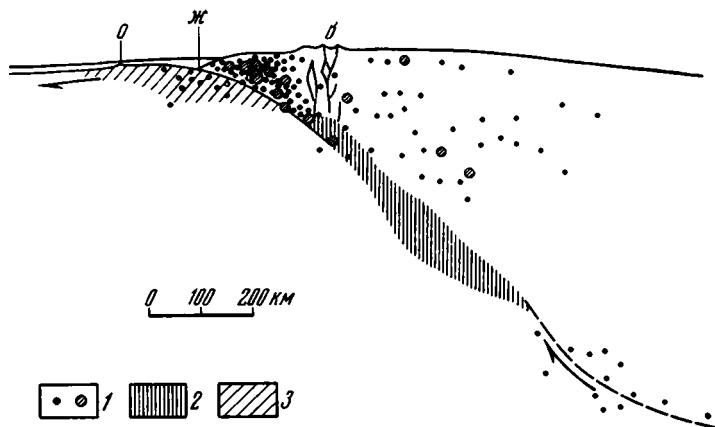


Рис. 5. Интерпретация сейсмологических данных с точки зрения эдукционного процесса. Обобщенный разрез через окраинно-океаническую зону. Направление вытекания мантийного вещества вдоль нижней границы континентальной литосферы (сплошная и пунктирные линии) показано стрелками. 1 — очаги землетрясений; 2 — область формирования магматических расплавов (соответствует зонам низкой сейсмической добротности; Sacks, 1977); 3 — область быстрого остывания глубинных масс и формирования ими океанической коры; ж — ось океанического желоба, о — внешний вал желоба, в — наземные вулканы. Вертикальный и горизонтальный масштабы при изображении глубинной структуры равны

землетрясений, как это обычно делается, но по обращенной к океану нижней (как правило, наиболее отчетливой) границе объема распространения землетрясений (рис. 5). Определенная таким образом поверхность основных тектонических перемещений выходит на земную поверхность всегда в месте перехода дна желоба в континентальный склон, т. е. там, где она и должна выходить. Становится понятным разнообразное направление смещений в очагах землетрясений, которые возникают не как прямой результат движений, а как следствие деформаций сопротивляющегося движению жесткого континентального крыла. Разрастание сейсмофокальной зоны в сторону континента вблизи земной поверхности является естественным следствием увеличения жесткости континентальной литосферы.

Нетрудно видеть, что с высказанной точки зрения, помимо сейсмологических данных, находят правдоподобное объяснение основные геологические особенности активных приокеанических зон: распространение областей растяжения (океанных морей), интенсивного вулканизма, аномального теплового потока, и др. Как известно, объяснение именно этих явлений представляет особые трудности для гипотезы плит. В случае выдвигания океанического дна, т. е. эдукции, растяжение позади

зоны выхода на поверхность вытекающих из глубины масс вполне естественно. Выносимые с поднимающимся глубинным материалом запасы тепла обуславливают резко повышенный тепловой поток и вызывают вулканизм. Действительно, подъем нагретого материала с глубины 600—700 км на уровни с меньшим литостатическим давлением должен приводить к плавлению как его самого, так и части материала прилегающего континентального крыла.

Как свидетельствует фактический материал, образование крупных очагов плавления, питающих вулканические пояса, происходит на глубинах 200—150 км. При дальнейшем движении вверх к земной поверхности теплоотдача масс резко увеличивается (примерно с глубины 100 км; Магницкий, 1965), что ведет к быстрому их остыванию. Результатом является прекращение вулканической деятельности в области континентального склона и снижение теплового потока, который в пределах желоба достигает низких величин, нередко опускаясь ниже $1 \text{ мккал/с} \cdot \text{см}^2$ (среднее значение 0,99; Хоран, Уэда, 1972). Подобный тепловой поток в ряде случаев регистрируется также в крыльях срединно-океанических хребтов на удалении от их оси (Герцен, Ли, 1972), т. е. может считаться нормальным для остывших участков океанической коры.

Яркой особенностью окраинно-океанических зон является их повышенная рудоносность. Ее следует связывать с дифференциацией вытекающего со значительных глубин мантийного вещества, в частности с его дегазацией.

ЭДУКЦИОННЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Если обратиться к работам, характеризующим состав океанического фундамента в разных его местах, можно заметить, что для участков, прилегающих к желобам, помимо выходов ультраосновных, основных и метаморфических пород значительно чаще, чем для срединно-океанических хребтов, отмечается распространение палеотипных базальтов, а также их туфов и туфитов. Иллюстрацией может служить работа Л. В. Дмитриева и соавт. (1976); согласно приводимым в ней данным, океанический фундамент желобов и срединных хребтов более всего различается соотношением свежих и измененных разностей базальтов: в срединных хребтах свежие базальты составляют 50,0% всех выходов и измененные — 5,9%, в желобах соответственно 28,9 и 33,4%. Что представляют собой породы, относимые к измененным базальтам (иногда называемым «квевтрелыми»), можно видеть, например, из материалов, полученных при глубоководном бурении в примыкающей к Зондскому желобу северо-восточной части Индийского океана. Этот участок океана замечателен тем, что скважины, пройденные на разном расстоянии от желоба, показали изменения возраста осадочного чехла, обратные ожидаемым с точки зрения спредингового происхождения океанического дна: вместо удревления осадков в подошве осадочного чехла с удалением от срединно-океанического хребта здесь по мере приближения к Зондскому желобу происходит их омоложение. Так, в скв. 211, расположенной в 300 км от оси желоба, возраст основания осадочного разреза определяется по микрофауне как маастрихт, а в скв. 212, в 1400 км юго-западнее, — как альб. Породы океанического фундамента, вскрытые на обширном участке, примыкающем к Зондскому желобу, описываются как метадиабазы, интенсивно измененные гальмиролизом и гидротермальным воздействием (Thompson et al., 1978). Фации их изменения определяются от цеолитовой до зеленосланцевой; некоторые разности имеют существенно амфиболовый состав. В породах широко и закономерно варьирует содержание породообразующих окислов, особенно MgO , CaO , K_2O и др.

Поднимаемый вопрос очень слабо изучен, однако можно высказать предположение, что часть измененных пород на внешних склонах жело-

бов и прилегающих участках океана представляет собой выдвинутую при эдукции тектоническую смесь существенно меланократового состава, в различной степени дезинтегрированную и измененную. В случаях, когда материал перетерт особенно тонко (а в приповерхностных частях выдвигаемого океанического крыла подобный тектонический продукт должен быть широко распространен), он может быть принят в рамках существующих петрографических градаций за сильно измененный основной вулканит.

По-видимому, породы такого рода встречаются в древних геосинклинальных комплексах, например в составе бунднерских сланцев и их аналогов в Альпийском складчатом поясе, в немой части пекульнейвеемской свиты в Корякской геосинклинали на Северо-Востоке СССР, в Южно-Тянь-Шаньской палеозойской геосинклинали и др. Эдукционный может быть весь комплекс францисканского меланжа в Северной Америке.

ОСАДКИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ЖЕЛОБОВ

При возникновении «новой глобальной тектоники» ее сторонники логично предполагали, что в результате пододвигания океанического дна в глубоководных желобах должно происходить «соскребание» осадочного слоя и накопление («сгруживание») больших объемов дислоцированных осадочных масс. Такие массы, едва прикрытые горизонтальными осадками, изображались на ряде гипотетических разрезов (Дьюи, Берд, 1974).

Сейсмические и другие виды исследований ясно показали, что эти массы в желобах отсутствуют. С полной определенностью установлено, что осадки желобов имеют небольшую мощность (от 200 до 800, редко до 1000 м), почти не дислоцированы и к тому же часто характеризуются прерывистым распространением, при котором они приурочены лишь к отдельным грабенным структурам. Только на ограниченных участках, примыкающих к тектоническим уступам, дислокации осадков в желобах могут быть значительными.

Исследователи — сторонники гипотезы плит, ищущие в желобах подтверждений субдукции океанического дна, например Р. Принс и Л. Калм (Prince, Kulm, 1975), исследовавшие Перуанско-Чилийский желоб, вынуждены ссылаться на признаки слабых несогласий в субгоризонтально залегающих турбидитовых осадках. Даже для наиболее древних из них названные авторы могут указать, что они лишь «чуть дислоцированы» («gently folded»). Материалы Р. Принса и Л. Калма (рис. 6) тем более показательны, что этими авторами получены свидетельства колоссальных скоростей вертикальных блоковых движений на дне желоба, достигающих по их расчетам 14—22 см/год.

Отсутствие в желобах мощных осадков при наличии возвышающегося над ними на 10—12 км континентального склона, часть которого выходит на дневную поверхность и подвергается интенсивному размыву, также противоречит представлению о пододвигании океанического дна. Скорость осадконакопления в этих условиях должна быть значительной, что подтверждается прямыми ее определениями: так, для Курило-Камчатского желоба скорость осадконакопления, устанавливаемая по содержащейся в воде взвеси, должна составлять 20—30 см за 1000 лет (Лисицын, 1974). На участках Охотского и Берингова морей, для которых определена такая же скорость, в течение позднего кайнозоя накопилось несколько км осадков; согласно расчету, она отвечает накоплению 1 км осадков за 4 млн. лет, или 4 км за 16 млн. лет. Несомненно, что многие желобы существуют значительно дольше, однако отложений такой мощности в них нигде не обнаружено. Большая скорость осадконакопления в желобах подтверждается наличием захороненных желобов у Атлантического побережья Северной Америки с многокиломет-

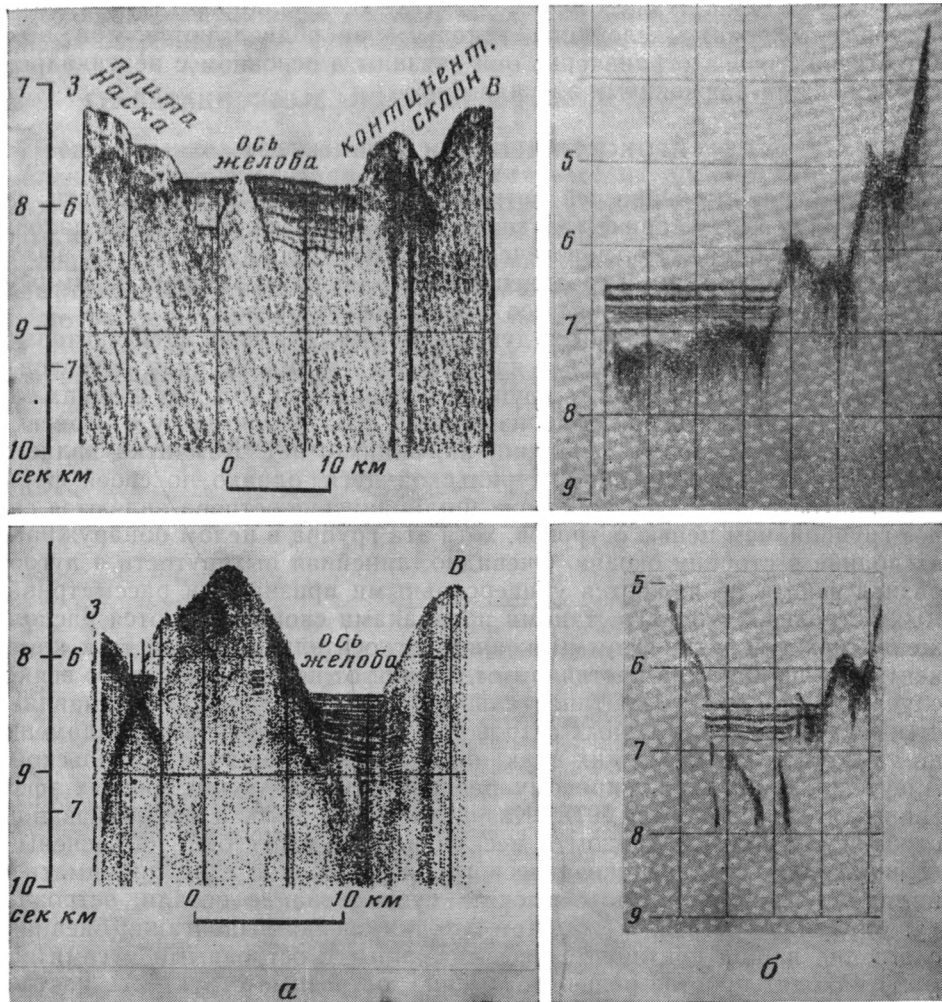


Рис. 6. Залегание осадков по записям непрерывного сейсмического профилирования: *а* — в Чилийско-Перуанском окраинно-океаническом желобе (Prince, Kulm, 1975); *б* — на западном склоне Срединно-Атлантического хребта (Фогт и др., 1972), показаны глубины, км, преувеличение вертикального масштаба 10—12

ровой мощностью заполнивших их осадков (Эмери, 1969; Дрейк, 1972); очевидно, после прекращения свойственных желобу движений происходит быстрое заполнение его осадками.

Замечательным обстоятельством, на которое обращается мало внимания, является очевидное сходство в залегании и распространении осадков в окраинно-океанических желобах и на склонах срединно-океанических хребтов. В том и другом случае распространение осадков прерывисто, они часто залегают в грабенах, имеют близкую мощность (800—1000 м и менее) и одинаково слабо дислоцированы (рис. 6). Такое сходство естественно, так как в обоих случаях осадконакопление, по-видимому, происходит в сходных условиях постепенного наращивания океанической коры (хотя и различными способами).

Очевидно, что все особенности осадконакопления в желобах хорошо объясняются эдукционным процессом, при котором осадки в подножии континентального обрыва не успевают накапливаться в больших коли-

чествах, так как транспортируются вместе с эдукционным фундаментом в сторону океана. Дислокации, которым они подвергаются при этом, естественно, очень ограничены; они связаны в основном с вертикальными блоковыми движениями в фундаменте.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Объяснение особенностей островных дуг составляет трудности для большинства геотектонических гипотез. В частности, обычно не находят объяснения главные морфологические черты островных дуг — их выгнутость в сторону океана и соединение в «гирлянды» с резкими взаимными сочленениями в виде входящих со стороны океана углов.

Само название островных дуг достаточно условно. Действительно, наряду с типичными дугами — изогнутыми цепями из ряда островов — к дугам приходится относить крупные острова, для которых в одних случаях имеются явные признаки изгибания, как, например, у о. Хонсю, а в других, как в Новой Зеландии, их, видимо, нет. Камчатка является несомненным продолжением Курильской дуги, однако по своей форме этот полуостров на дугу не похож. Филиппинские острова являются скорее группой, чем цепью островов, хотя эта группа в целом обнаруживает изгибание в сторону океана. Очевидно, линейная выгнутость и дугообразная форма не являются универсальными признаками рассматриваемых островных структур; такими признаками скорее являются расположение между континентом и океаном, относительная близость к континенту при полном или частичном отделении от него и наличие, во всяком случае обычно, коры континентального типа (такая кора устанавливается не только для крупных островов с выходами древнего фундамента, но также для цепей мелких вулканических островов типа Курильской и Алеутской благодаря широкому распространению в них кислых эффузивных толщ; Дуничев, 1975; Казакова и др., 1976, и др.). Указанные особенности лишь с трудом и весьма неясно могут быть объяснены с позиций пододвигания океанического дна, особенно если принимать во внимание необходимость объяснять существование позади островных дуг окраинных морей. Между тем с точки зрения выдвигания океанического дна из-под континентов все связанные с островными дугами вопросы находят простое решение. Именно, островные структуры, частным случаем которых являются собственно дуги, представляют собой отторженцы континентальных массивов, оторванные от континентов и перенесенные в сторону океанов при вытекании из-под континентов глубинного мантийного вещества. Формы отторженцев многообразны и обусловлены, в частности, формой геологических структур земной коры. Позади континентальных отторженцев образуются зоны растяжения и разрывов континентальной коры — окраинные моря, в которых выводится на поверхность или близко к ней глубинный материал верхней мантии.

Сама форма островных дуг, выпуклая к океану, указывает на перемещение от континента: **это обычная форма линий течения на поверхности потока, ограниченного по сторонам какими-либо препятствиями.** Можно видеть, что в структуре островных дуг местами таких препятствий явились участки, на которых островные отторженцы неполностью оторваны от основного массива континента. Действительно, входящие углы между «гирляндами» островных дуг приурочены именно к участкам смыкания: Японских островов — с Сахалином и через него с основной частью Азиатского континента, тех же островов на юге — с Корейским полуостровом; дуг островов Рюкю и Филиппин — с Тайванем, Алеутской дуги — с Камчаткой и т. д. Таким образом, «гирлянды» островных дуг как бы скреплены с континентами и «провисают» в сторону океана там, где связи с континентом наиболее нарушены. С точки зре-

ния вытекания глубинного материала легко объясняется существование двойных островных дуг, дуг с одним оборванным концом (Марианская) и др.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ И РЕЛЬЕФ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Представление о выдвигании океанического дна хорошо объясняет появление резких гравитационных изостатических аномалий, характерных для областей островных дуг. Известно, что островные дуги, а также прилегающие к океаническим желобам горные окраины континентов сопровождаются четкими линейными положительными изостатическими гравитационными аномалиями, дно океанических желобов — такими же, но еще более значительными отрицательными аномалиями и, наконец, океанические валы, располагающиеся у внешнего океанического края желобов, — снова положительными аномалиями (Артемьев, 1966, и др.).

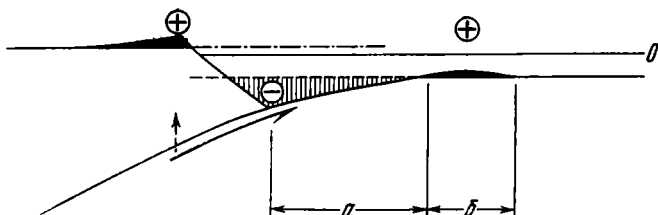


Рис. 7. Возникновение изостатических аномалий в окрестностях океанических желобов при эдукционном процессе. Пунктир с точками — уровень изостатического равновесия поверхности континентальной литосферы (упрощенно), мелкий пунктир — то же поверхности океанической коры. Черное — массы, поднятые выше изостатического уровня; вертикальная штриховка — пространство с недостатком массы из-за расположения дна океана ниже изостатического уровня; a — участок достижения изостатического равновесия под действием направленных вверх изостатических сил (внешний склон желоба); b — участок прекращения действия подъемных изостатических сил и скупивания выдвигающегося материала (внешний вал). Стрелками показаны направление движения (выдвигания) глубинного вещества и вертикальное направление давления, оказываемого им на край континентальной литосферы. O — уровень океана

При выдвигании океанического дна указанные гравитационные аномалии, так же как и рельеф островных дуг и океанических желобов, оказываются естественным следствием динамических условий, возникающих в месте обрыва континентальной литосферы. Действительно (рис. 7):

1. Поднимающиеся из глубины мантийные массы оказывают давление снизу на расположенный над ними край континента и вблизи места своего выхода на поверхность поднимают выше уровня изостатического равновесия примыкающую краевую часть континента или континентальный отторженец. Следствием является горный рельеф края континента и высокое гипсометрическое положение большинства континентальных отторженцев (островных дуг). Естественно, что подобные горные сооружения, поднятые эндогенными тектоническими силами вместе с поверхностью подстилающих их мантийных масс выше естественного для них изостатического уровня, сопровождаются положительными гравитационными аномалиями всех видов.

2. В месте выхода на земную поверхность глубинные мантийные массы — с этого момента уже океаническая кора — должны всегда располагаться ниже естественного изостатического уровня свободной океанической коры, так как они еще несут груз вышележащего края континентальной литосферы. Освобожденная от этого груза за линией прерывания континентальной литосферы океаническая кора должна испыты-

вать воздействие вертикальных изостатических сил, стремящихся поднять ее до уровня изостатического равновесия. Перемещение на этот уровень не может произойти сразу, так как океаническая кора выходит на поверхность остывшей и обладает определенной прочностью; уровень изостатического равновесия достигается путем постепенного подъема океанического дна при его продвижении в сторону океана. В ходе такого процесса не может образоваться ничего иного, кроме типичного океанического желоба с крутым и высоким внутренним склоном (обрыв континентальной литосферы) и более пологим и низким внешним (поверхность постепенно воздымающейся океанической коры). Расстояние, на котором происходит достижение океанической корой уровня изостатического равновесия, т. е. ширина внешнего склона желоба, определяется прочностными свойствами выдвигающейся океанической коры и должно быть везде примерно одинаковым, что и наблюдается в действительности. На всем протяжении участка воздымания океанической коры существует дефицит горной массы, вызывающий отрицательную гравитационную аномалию.

3. В пределах внешнего склона желоба, т. е. на участке, где достигается изостатическое равновесие, силы расширения, вызывающие вытекание глубинного материала и выдвигание океанической коры, дополняются направленными вверх изостатическими силами. Эти дополнительные силы должны вызывать большую скорость перемещения океанической коры на участке внешнего склона желоба по сравнению со скоростью ее дальнейшего перемещения в открытом океане, где дополнительные изостатические силы уже не действуют. В месте достижения океанической корой уровня изостатического равновесия в результате снижения скорости ее перемещения возникают условия для скопления избыточного материала (т. е. местные условия сжатия); этот материал образует океанические валы, возвышающиеся над уровнем изостатического равновесия океанической коры. Следствием существования этих валов являются внешние зоны положительных гравитационных аномалий⁸.

ОКРАИННЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ПРИОКЕАНИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Окраинными геосинклиналями являются окраинные моря, расположенные позади островных дуг — краевых отторженцев континентальной литосферы.

Способ возникновения таких геосинклиналей с эдукционной точки зрения достаточно очевиден. Край континентальной литосферы — висячего крыла глубинной эдукционной зоны — при вытекании мантийного материала должен испытывать поперечное растяжение, следствием которого, особенно при выполаживании глубинной зоны в верхней ее части до 20—30° (что бывает часто), может быть разрыв или утонение континентальной литосферы вблизи края континента. Действительно, при подобном выполаживании край континентальной литосферы образует над подвижным вытекающим крылом подобие козырька — нависающий клин шириной 500—800 км и толщиной всего 200—300 км в наиболее широкой тыловой его части. Разрыв такого клина должен вести к образованию, во-первых, континентальных отторженцев, большей частью вытянутых параллельно краю континента, и, во-вторых, впадины позади них, т. е. типичного сочетания островной дуги и окраинного моря. В зависимости от развития вулканизма такие окраинные моря могут относиться к эв- или миогеосинклиналям. Третьим членом той же ассоциации является возникающий впереди островных дуг глубоководный желоб.

⁸ Объяснение изостатических гравитационных аномалий островных дуг для гипотезы плит представляет большую сложность (Ле Пишон и др., 1977).

Окраинные геосинклинали, отделенные от океана зоной континентальных отторженцев и расположенные между нею и краем континента, по-видимому, широко распространены в геологическом прошлом. Зоны континентальных отторженцев, ограничивавшие древние окраинные геосинклинали, хорошо известны в геологии, но вследствие расхождений во взглядах им даются различные названия: древние островные дуги, бордерленды, срединные массивы, кордильеры. Окраинным геосинклиналям свойственны определенные черты тектонического развития, вулканизма и осадконакопления, одной из которых является распространение (так же, как и в желобных геосинклиналях) осадочных формаций типа флишевых, отлагающихся в условиях часто повторяющихся землетрясений, мутьевых потоков и оползней различных масштабов.

Сопоставление современных окраинных морей с древними геосинклиналями иногда подвергается сомнению на том основании, что многие окраинные моря в отличие от древних геосинклиналей являются некомпенсированными и лишь в незначительной части заполнены осадками. При этом не учитывается стадийность в развитии окраинных геосинклиналей. Необходимо различать начальные стадии развития, проходящие в условиях интенсивного растяжения, во время которого геосинклиналь представляет собой некомпенсированную морскую впадину с малым количеством не успевающих заполнить ее осадков, и последующие стадии, когда растяжение приостанавливается и впадина заполняется. Современные окраинные геосинклинали — моря типа Филиппинского, Японского и т. д., по-видимому, находятся в начальных стадиях развития, в то время как древние геосинклинали мы часто наблюдаем после последовавшего за прекращением растяжения заполнения их осадками.

Может ли прекратиться растяжение дна окраинной геосинклинали, несмотря на общее расширение Земли? На этот вопрос необходимо ответить утвердительно.

Приостановление и полное прекращение раздвигания окраинных геосинклиналей являются следствием кинематической неустойчивости структурного сочетания отторженцев — расширяющаяся в его тылу окраинная геосинклиналь. Отторженец — полностью или частично отделившийся блок континентальной литосферы, как правило приподнят выше его естественного изостатического уровня, при этом он располагается на наклонной поверхности зоны глубинного выдвигания, вдоль которой происходит постоянное перемещение масс. В случае вызванного любыми причинами замедления вытекания глубинных масс динамическое равновесие будет нарушено и отторженец будет соскальзывать по поверхности глубинной окраинно-океанической зоны в сторону находящейся позади него окраинной геосинклинали. Процесс обратного сползания может быть вызван увеличением наклона глубинной окраинно-океанической зоны, изменением физико-химических свойств вещества в основании отторженцев (в частности, масштабами расплавления) и т. д. Следствием обратного сползания континентальных отторженцев должно явиться не только прекращение растяжения окраинных геосинклиналей, но также смятие их осадков и самой коры, утоненной, нарушенной, частью новообразованной, с прочностью, сниженной высоким тепловым потоком. Чем крупнее отторженец, тем вероятнее его сползание.

Чтобы смятию подверглась вся геосинклиналь, необходимо многократное сползание отторженцев; таким образом, смятие осадков окраинных геосинклиналей должно быть сложным и неоднократным, что и наблюдается в действительности. После смятия кора окраинных геосинклиналей становится более консолидированной и менее способной к растяжению, поэтому силы, затрачивавшиеся ранее на ее растяжение, могут найти новую площадь приложения.

Примером окраинных геосинклиналей геологического прошлого являются в первую очередь геосинклинали тихоокеанского обрамления.

Они испытали различной величины растяжение и морфологически во многом различающуюся складчатость, однако их история во всех случаях, по-видимому, хорошо объясняется общей схемой развития окраинных геосинклиналей — отрывом отторженцев, растяжением, обратным сползанием отторженцев и смятием ими осадков геосинклиналей. С этой точки зрения находит объяснение ряд характерных черт мезозойских геосинклиналей тихоокеанской окраины Северной и Южной Америки — их прерывистое распространение, наличие выходов древнего метаморфического фундамента между ними и Тихим океаном, неравномерность складчатости и др. В Альпийском складчатом поясе окраинные геосинклинали, по-видимому, были широко развиты на северной окраине Тетиса.

Литература

- Аверьянова В. Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
- Аверьянова В. Н.* Глубинная сейсмоструктура островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В сб.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
- Балакина Л. М.* Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11.
- Балакина Л. М.* Очаги землетрясений и поле напряжений в земной коре и верхней мантии окраинной зоны Тихого океана. В кн.: Геофизика дна Тихого океана. Тихий океан. М., Наука, 1974.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина Л. А., Широкова Е.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
- Бениофф Х.* Движения по крупнейшим разломам.— В сб.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Блинов В. Ф.* Развитие Тихого океана по данным изучения седиментации и магнитных аномалий.— Геол. ж., 1977, т. 37, № 2.
- Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. М.— Л., Гос. изд-во, 1925.
- Герцен Р. П. фон, Ли У. Х. К.* Тепловой поток в океанических областях.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И., Кириллова И. В., Коган С. Д., Кухтикова Л. Н., Сорский А. А.* Исследование механизма землетрясений.— Тр. Геофиз. ин-та, вып. 40 (166). М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин О. В.* Основные черты магматизма дна океана.— В сб.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976.
- Дрейк Ч. Л.* Окраины континентов.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Дуничев В. М.* Земная кора и магматизм Курильской дуги.— В сб.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975.
- Дьюи Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника.— В сб.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
- Казакова Э. Н., Сергеева В. Б., Стрельцов М. И.* Риолиты острова Медного (Командорские острова).— Геол. и геофиз., 1976, № 1.
- Кузин И. П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., «Наука», 1974.
- Ларин В. Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М., «Недра», 1975.
- Ле Пишон Кс.* Спрединг океанического дна и дрейф континентов.— В сб.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Ле Пишон Кс., Франшито К., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., «Мир», 1977.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах, количественное распределение осадочного материала. М., «Наука», 1974.
- Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры.— В сб.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
- Рингвуд А. Э.* Состав и эволюция верхней мантии.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Рихтер Ч. Ф.* Элементарная сейсмология. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д.* Неоднородности поля напряжений Курыло-Камчатской дуги по сейсмологическим данным.— Геол. и геофиз., 1976, № 1.

- Токарев П. И.* Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом.— В сб.: Сейсмичность, сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л.* Кора и верхняя мантия под океанами.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Ходжсон Дж. Х.* Движения земной коры по сейсмическим данным.— В сб.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Хорай К., Уэда С.* Тепловой поток в вулканических областях.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Чудинов Ю. В.* Гипотеза расширения Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники».— Геотектоника, 1976, № 4.
- Шатский Н. С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4.
- Эмери К.* Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки.— В сб.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
- Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure—additional evidence from seismology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, No. 2.
- Benioff H.* Circum-Pacific tectonics.— Publ. Dom. Observ., 1959, v. XX, No. 2.
- Gutenberg B., Richter C. F.* Deep and geographical distribution of deepfocus earthquakes.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, v. 50, No. 10.
- Carey S. W.* The expanding Earth. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam — London — N. Y., 1978.
- Hobbs W. H.* Mechanics of formation of arcuate mountains.— J. Geol., 1914, v. 22, No. 3.
- Honda H., Masatsuka A., Ichikawa M.* On the mechanism of earthquakes and stresses producing them in Japan and its vicinity.— Geophys. Mag., 1967, v. 3, No. 4.
- Lsacks B., Molnar P.* Distribution of stresses in descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes.— Rev. Geophys. and Space Peru — Chile trench.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, No. 12.
- Keith M. L.* Ocean-floor convergence: a contrary view of global tectonics.— J. Geol., 1972, v. 80, No. 3.
- Lovering J. F.* Nature of Mochorovicic discontinuity.— Trans. Amer. Geophys. Un., 1958, v. 39, No. 5.
- Prince R. A., Kulm L. D.* Crustal rupchure and the initiation of imbricate thrusting in the Peru — Chile trench.— Geol. Sos. Amer. Bull., 1975, v. 86, No. 12.
- Ringwood A. E.* Composition and petrology of the Earth's mantle. N. Y., McGraw—Hill, 1975.
- Ritsema A. R.* Some reliable fault plane mechanisms of solutions. Pure and Applied Geophys., 1964, v. 59, No. 3.
- Sacks I. S.* Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America.— Tectonophysics, 1977, v. 37, No. 1/3.
- Thompson G., Bryan W. B., Frey F. A., Dickey J. S. jr.* Basalts and related rocks from deep-sea drilling sites in the Central and Eastern Indian Ocean.— Marine Geology, 1978, v. 26, No. 1/2.
- Visser S. W.* Some remarks on the deep-focus earthquakes etc.— Gerl. Beiträge Geophys., 1936, Bd 48, H. 1.

ЦНИГРИ
Москва

Статья поступила
8 июля 1977 г.

УДК 551.242.51

И. В. ГАЛИЦКИЙ**О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПРОГИБОВ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ПЛАТФОРМ**

Образование прогибов с некомпенсированным погружением объясняется раздвигами по плоскостям скольжения в фундаменте и осадочном чехле. На основе предлагаемой схемы развития некомпенсированных прогибов рассматривается строение Камско-Кинельской, Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин.

Структуры, проходящие через некомпенсированное погружение, наиболее отчетливо отражают строение, происхождение и развитие прогибов. На бортах некомпенсированных прогибов часто развиваются барьерные рифы, содержащие крупные залежи углеводородов (Хаин, 1973). Некомпенсированное прогибание, вызванное погружением фундамента, обычно рассматривается как тектонически обусловленное. Что касается некомпенсированных впадин, которые слабо отражаются в структуре фундамента, то их происхождение объясняется главным образом фаціальными изменениями в осадочном чехле (Грачевский и др., 1969). Примером таких внутривпадинных структур является Камско-Кинельская впадина, слабо отражающаяся в покрывающих и подстилающих отложениях (Грачевский и др., 1969; Мкртчян, 1964). По мнению М. М. Грачевского, впадина образована бортовыми барьерными рифами и мало мощными глубоководными депрессионными отложениями между ними, а затем компенсирована терригенными осадками нижнего карбона. При таком истолковании строения и развития Камско-Кинельской впадины в тектонике действительно нет надобности. Л. Н. Розановым (Розанов и др., 1974) подчеркивается определяющая роль тектонического фактора. Однако небесспорна уникальность Камско-Кинельской впадины, поскольку детальным фаціальным анализом обосновано ее сходство с отрицательными структурами, компенсированными не только терригенными, но и соленосными отложениями и окаймленными барьерными рифами (Грачевский и др., 1969; Мкртчян, 1964). Поэтому Камско-Кинельская впадина, несмотря на своеобразие, относится к группе некомпенсированных прогибов. Но если в образовании впадин, фундамент которых погружен на большие глубины, участие тектоники очевидно, то происхождение и развитие Камско-Кинельской системы прогибов трудно объяснить вертикальными движениями блоков фундамента. Механизм деформаций фундамента в таких случаях гораздо убедительнее обрисовывается схемой его горизонтального раздвижения (см. схему П. Н. Кропоткина, 1968). Сходство Камско-Кинельской впадины известными некомпенсированными прогибами, по-видимому, указывает на принципиальную идентичность их образования. Такая идентичность возможна при ведущей роли горизонтальных движений в образовании некомпенсированных прогибов.

ТЕОРИЯ ВОПРОСА

Возникновение «внутричехольных» впадин, подобных Камско-Кинельской, происходящее без сколько-нибудь значительных дифференциальных вертикальных тектонических движений фундамента, где в чистом виде наблюдаются способствующие образованию отрицательных структур изменения в осадочном чехле, является ключом к происхождению некомпенсированных прогибов. Недоказанность одновозрастности шельфовых, рифовых и депрессионных отложений является одним из факторов, вызывающих необходимость в существенно иной схеме развития Камско-Кинельской впадины по сравнению с существующей (Грачевский и др., 1969).

В предлагаемой схеме выделяются две основные стадии развития (рис. 1).

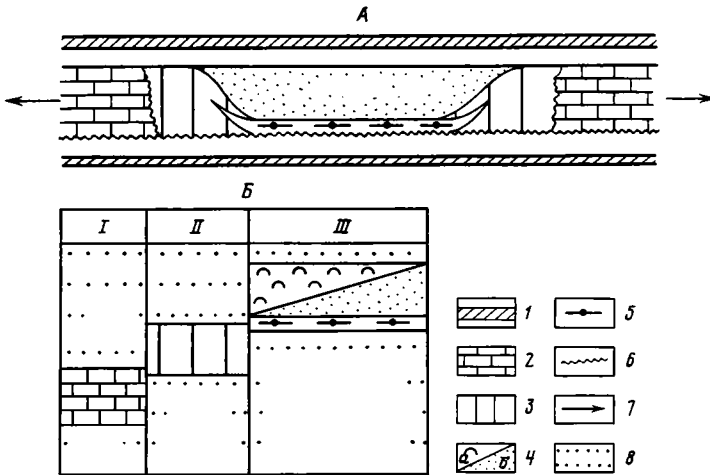


Рис. 1. Схема строения (А) и возрастные соотношения отложений различных зон (Б) прогиба с некомпенсированным погружением.

1 — горизонты покрывающих и подстилающих отложений; 2 — шельф; 3 — рифы; 4 — соленосные (а) и терригенные (б) отложения; 5 — депрессионные отложения; 6 — поверхность скольжения; 7 — направление перемещений; 8 — изохроны

1. Раздвигание относительно мелководных шельфовых отложений под действием тангенциальных сил с образованием депрессии. Глубина этой депрессии определяется мощностью раздвигаемых шельфовых отложений. Их поверхность скольжения образует ложе депрессии. Ранее такие зоны с очагами магмообразования предполагались на больших глубинах (Пейве, 1960). Допущение о наличии плоскостей скольжения в осадочном чехле, о его горизонтальной делимости позволяет объяснить одну из наиболее важных особенностей Камско-Кинельской впадины — слабое отражение в подстилающих отложениях.

2. Стадия заполнения. При больших глубинах на бортах раздвига первоначально образуются рифы, а при дальнейшем раздвигании ложе покрывается маломощными депрессионными отложениями. В заключительную фазу впадина компенсируется терригенными осадками. В отличие от существующей схемы (Грачевский и др., 1969) рифы и депрессионные отложения не образуют впадины, а сами являются следствием раздвигания шельфа и относятся к фазе заполнения. Из этого следует непосредственное участие тектоники в образовании Камско-Кинельской впадины и более молодой возраст барьерных рифов и депрессионных осадков по отношению к шельфу (см. рис. 1, б). Поскольку депрессионные

отложения моложе шельфовых, под ложем впадины должна выпадать из разреза толща, стратиграфический диапазон которой примерно равен таковому раздвинутых отложений шельфа. Следует подчеркнуть, что выпадение из разреза части осадочного чехла, выглядящее как пере-рыв, обусловлено раздвигом.

Выводы по Камско-Кинельской впадине применимы к регионам с некомпенсированным погружением.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

В этом регионе фаза некомпенсации связывается с подсолевыми нижнепермскими отложениями. Впадина компенсируется кунгурской соленосной толщей. В разрезе Биикжальской сверхглубокой скважины, пробуренной во внутренней зоне на юге Прикаспийской впадины через соляной купол, нижнепермские отложения залегают на башкирских, что объясняется размывом (Айзенштадт и др., 1973).

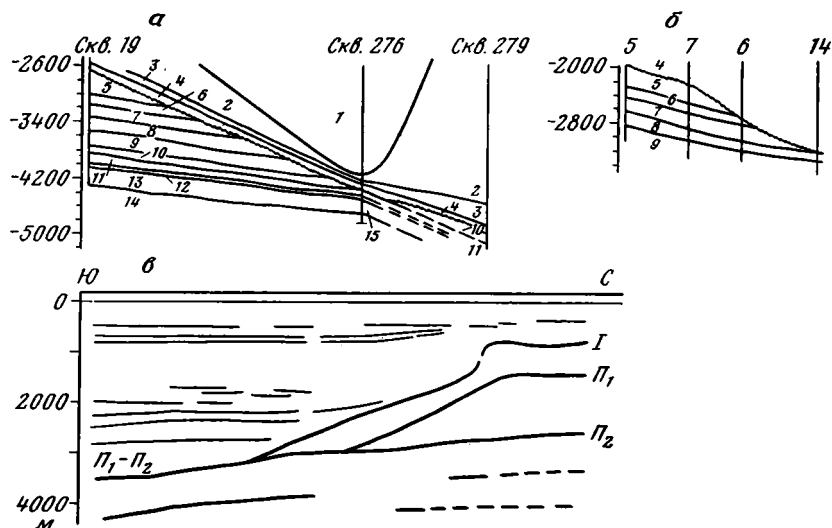


Рис. 2. Выпадение слоев под нижнепермскими отложениями в Прикаспийской впадине

а — Новоникольский профиль; *б* — Карпенковский профиль (по Алешину и Ермакову, 1975); *в* — сейсмический профиль в Саратовском Заволжье (по Грачевскому, 1974).

Слой: 1 — верхнепермско-триасовые; 2 — кунгурские; 3 — артинско-сакмарские; 4 — ассельские; 5 — гжельские; 6 — мячковские; 7 — подольские; 8 — каширские; 9 — верейские; 10 — мелекесские; 11 — черемшанско-северокельтменские; 12 — намюрские; 13 — стешевско-алексинские; 14 — тульские; 15 — заволжские

Во внутренней бортовой зоне впадины на Астраханском своде соленосная толща нижней перми залегают на 300 м выше пород нижнего карбона, что истолковывается как сокращение мощностей при некомпенсированном прогибании (Грачевский, 1974).

На востоке Прикаспийской впадины в разрезе скв. Блаксай 89 породы нижней перми непосредственно перекрывают низы среднекаменноугольных отложений (Яншин и др., 1975).

В западной части региона по Новоникольскому и Карпенковскому профилям (рис. 2, *а*, *б*) ассельский ярус по мере погружения от борта во впадину подстилается все более древними отложениями вплоть до нижнебашкирских, что доказано фаунистически (Алешин, Ермаков, 1975).

Существенно, что на борту вскрыт стратиграфически наиболее полный разрез карбона, а на погружении во впадине под нижней пермью

отсутствуют верхнекаменноугольные, московские и верхнебашкирские отложения, что объясняется размывом над локальным поднятием. Авторы, основываясь на данных упомянутой Биикжалской скважины, не исключают возможности обнаружения предраннепермского размыва на территории всей Прикаспийской впадины.

Резкое сокращение мощностей подсолевых отложений в Прикаспийской впадине либо истолковывается как перерыв, вызванный предраннепермским размывом с последующим погружением, либо объясняется непрерывным некомпенсированным прогибанием.

По аналогии с Камско-Кинельской впадиной можно предположить, что выпадение части каменноугольных отложений под породами нижней перми вызвано предраннепермским раздвижением осадочной толщи Прикаспийской впадины.

Такому выводу не противоречат данные сейсморазведки (см. рис. 2, в). Горизонт P_2 во впадине можно рассматривать как поверхность скольжения, по которой раздвигается шельф. На отложениях горизонта P_2 непосредственно залегают породы нижней перми (горизонт P_1). Стратиграфический диапазон выпавшей из разреза под нижнепермскими отложениями во впадине осадочной толщи, примерно равный такому раздвинутому шельфу, на этом участке соответствует московскому ярусу и верхнему карбону. Первоначальная мощность компенсирующих раздвиг кунгурских слоеносных отложений, определенная по сумме высоты шельфа и амплитуды прогибания горизонта P_2 — P_1 , в Саратовском Заволжье составляет около 1500 м.

По-видимому, предраннепермский раздвиг охватывает всю Прикаспийскую впадину. В известных разрезах нижнепермские отложения подстилаются нижнебашкирскими, что свидетельствует о преимущественном развитии подошвы раздвиг по напластованию. Границы раздвиг можно провести по резкому увеличению мощностей кунгурской соли.

ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА

Как и в пределах Русской плиты (Максимов и др., 1972), отмечаются два основных этапа многократного некомпенсированного прогибания — девонско-турнейско-ранневизейский и позднекаменноугольно-раннепермский (рис. 3).

Девонские грабенообразные структуры, погребенные под нижним карбоном (см. рис. 3, а, г), расположены между соляными куполами, непосредственно около солянокупольных структур и, возможно, без связи с ними (Борковская, Калайдинцевская, Новониколаевская, Голубовская). Характерные черты грабенообразных структур — большая мощность выполняющих эти структуры терригенных отложений, содержащих фаменские спорово-пыльцевые комплексы, и незначительные вертикальные смещения блоков фундамента, несоразмерные с большими мощностями терригенных толщ (см. рис. 3).

Объяснение генезиса грабенообразных структур с помощью инверсионной модели, как в Прикаспийской впадине, затруднительно, поскольку необходимо допускать разнонаправленные вертикальные движения узких блоков, в результате чего поверхность фундамента устанавливается примерно на одном уровне. По аналогии с Камско-Кинельской впадиной можно предполагать, что отсутствие в отдельных блоках соленосных франских отложений и увеличение в этих блоках мощности фаменских пород вызвано не инверсионными вертикальными движениями, а раздвигами франских отложений и фундамента с последующим заполнением возникших депрессий фаменским терригенным комплексом. В этом случае мощная фаменская терригенная толща залегают на подсолевых франских отложениях. К бортам фаменских раздвигов могут быть приурочены перспективные на нефть и газ рифы. Седиментацион-

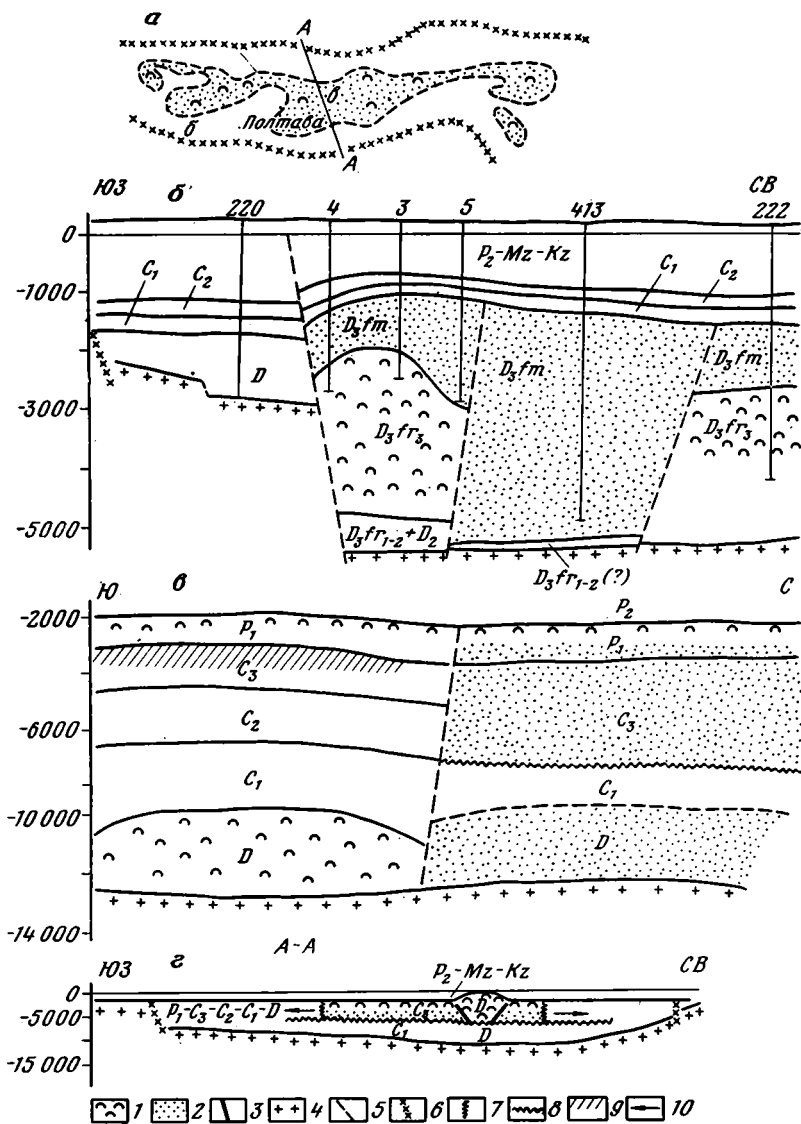


Рис. 3. Раздвиги в осадочном чехле Днепровско-Донецкой впадины.

a — раннепермско-позднекаменноугольный раздвиг (план); *b* — девонский раздвиг на Калайдинцевской площади; *в* — раннепермско-позднекаменноугольный и девонский раздвиги севернее Западно-Крестищенского поднятия; *г* — раннепермско-позднекаменноугольный раздвиг на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины по направлению Царичанка — Богодухов (профиль). Положение Калайдинцевской (*b*) и Западно-Крестищенской (*в*) площадей показано на рис. 3, *a*

1 — соль; 2 — терригенные отложения; 3 — карбонатно-терригенные диапиры; 4 — кристаллический фундамент; 5 — разрывы; 6 — краевые разломы; 7 — границы раздвиги; 8 — поверхность скольжения; 9 — газовая залежь; 10 — направление перемещений

ными предпосылками фаменского рифообразования является многократное некомпенсированное погружение, особенно свойственное низам задонско-елецких отложений (Пистрак и др., 1967).

Раздвигание верхнефранских соленосных отложений с заполнением фаменскими осадками крупных раздвигов предполагается в северо-западной части региона (Галицкий, 1976). Такое раздвигание верхнефранской соли в приосевой зоне по принципу сопряженности растяжения и

сжатия (Буртман и др., 1963) вызывает латеральное перемещение соляных масс к краевым разломам с образованием соляных куполов и флексур надвигания (Билык, 1962) в краевых зонах. Латеральное движение соли происходит по надвигам, обнаруживающим себя узкими зонами метаморфизма поднадвиговых девонских пород.

Раздвиги между соляными куполами (см. рис. 3) могут служить моделью глубинного строения межкупольных нижнепермских прогибов на юго-востоке региона (например, севернее и южнее Сосновско-Беляевской зоны поднятий).

В погруженной приосевой части региона пробурены скважины на малоамплитудных поднятиях. Скважина 1 Яровская в северо-западной части региона неожиданно высоко вскрыла фаунистически охарактеризованные нижнебашкирские отложения. В разрезе скважины под верхней пермью достоверно устанавливаются нежнепермские соленосные и верхнекаменноугольные отложения.

По-видимому, по аналогии с Прикаспийской впадиной московские и верхнебашкирские породы здесь отсутствуют, а верхнекаменноугольные отложения увеличенной мощности залегают непосредственно на нижнебашкирских.

На юго-востоке региона (см. рис. 3, з) на Восточно-Полтавской площади под верхнепермской поверхностью залегают мощные нижнепермские и верхнекаменноугольные отложения с неясной нижней границей. Судя по керну и электрокаротажу, верхний карбон представлен песчано-глинистой толщей. Характерны песчаники с горизонтальной слоистостью. Как и на Яровской площади, предполагаются резко увеличенные мощности верхнего карбона, залегающего здесь на низах среднего либо верхах нижнего карбона. По-видимому, верхний карбон сложен только араукаритовой свитой и верхней половиной авиловской, поскольку эти подразделения залегают с угловым несогласием на нижнебашкирских отложениях в приштоковых зонах (Галицкий, 1974).

Решение вопроса о возрасте отложений под верхним карбоном на юго-востоке региона в предполагаемом раздвиге косвенно получено при изучении приштоковых зон. В этих зонах под араукаритовой свитой верхнего карбона либо непосредственно под девонской солью на уровне нижней перми вскрыты крутопадающие нижнебашкирские слои, охарактеризованные фаунистически на Распашновской площади. Эти породы среднего карбона, выходящие по разрывам в приштоковых зонах, предлагается назвать карбонатно-терригенными диапирами.

Вероятно, такова же природа северодонецкого агломерата. В последней сводке по этому вопросу указанные загадочные образования отнесены к астропроблеме (Мовшович, Милявский, 1975). По-видимому, агломерат принадлежит к карбонатно-терригенным диапирам, т. е. является тектоническим. В этой связи заслуживают внимания большие углы падения (более 70°) каменноугольных пород в зоне агломерата (Ступаков, 1962). Важно, что при существовании самостоятельных карбонатно-терригенных диапиров нет необходимости связывать образование агломерата с соляными структурами. Карбонатно-терригенные диапиры поднимались на поверхность по надвигам, особенно по Марьевскому.

В Днепровско-Донецкой впадине, кроме приштоковых зон, карбонатно-терригенные диапиры, по-видимому, приурочены к взбросам на крыльях поднятий типа Кегичевки и к зонам больших градиентов мощностей нижнепермских и верхнекаменноугольных отложений, оконтуривающих Орчиковскую депрессию (Пистрак и др., 1967). В приштоковых зонах древние карбонатно-терригенные породы, по-видимому, поднимаются по взбросам, что определено по обратной стратиграфической последовательности на Распашновской площади (см. рис. 3, з). Возможная приуроченность к взбросам и надвигам карбонатно-терригенных

диапиров характеризует их как зоны сжатия и своеобразной разгрузки, возникшие при раздвигании глубоко залегающих осадочных толщ. На юго-востоке региона в строении карбонатно-терригенных диапиров участвуют низы среднего — верхи нижнего карбона. Из этого следует, что отложения такого возраста так же раздвигаются и верхнекаменноугольные отложения в прогибах залегают на породах нижнего карбона. Карбонатные породы диапиров являются рифогенными и, как показывает пример Распашновской площади, могут содержать крупные залежи нефти и газа.

На юго-востоке региона намечаются два типа разрезов верхнего карбона. Первый в приосевой зоне, в межкупольных нижнепермских прогибах, в западном Донбассе в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах и в приштоковых зонах. Верхний карбон представлен здесь араукаритовыми отложениями и, по-видимому, верхней частью авиловской свиты. Мощность верхнего карбона, возможно, превышает 2 км. Верхнекаменноугольные отложения непосредственно залегают на низах среднего либо верхах нижнего карбона. Второй тип разреза верхнего карбона распространен в краевых частях и на поднятиях кегичевского типа (Западно-Крестищенское, Западно-Ефремовское). В разрезах карбона выделяются все стратиграфические подразделения. Мощность верхнекаменноугольных отложений в среднем составляет 1 км.

Мощные соленосные отложения нижней перми расположены в зоне каменноугольного раздвига, который примерно очерчивается по распространению больших мощностей калийно-галититовой краматорской свиты (см. рис. 3, а).

Предполагаемая зона увеличенных мощностей верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений прослеживается по простиранию авлакогена, примерно совпадая с прогнозируемым раздвигом фундамента и девона (Галицкий, 1976). Можно полагать, что прогиб с увеличенной мощностью отложений верхнего карбона также является раздвигом. Раздвиганию подверглись среднекаменноугольные, отчасти нижнекаменноугольные отложения, а образовавшийся прогиб заполнялся осадками верхнего карбона, а затем нижней перми. По-видимому, этот процесс повторялся неоднократно, ввиду того что наряду с горизонтально-слоистыми песчаниками — возможными аналогами турбидитов — встречаются комковатые стигмариевые аргиллиты.

Наблюдаемые в керне глубоких скважин горизонтальные трещины подтверждают предположение о тангенциальной делимости осадочной толщи и возможном развитии в регионе палеозойских раздвигов.

ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Здесь в депрессиях отсутствуют верхние горизонты кунгурской соленосной толщи и происходит резкое уменьшение мощности галогенного кунгура по направлению к центральным участкам прогибов, разделяющих соляные структуры (Вишняков, 1974).

В центрах прогибов в соли отмечается развитие воронок, заполненных терригенными уфимскими отложениями. Выпадение из разреза соляных пластов в депрессиях объясняется автором древней эрозией и выщелачиванием. Можно предположить, что отсутствие кунгурских горизонтов в депрессиях и возникновение отрицательных структур вызвано раздвиганием соленосной толщи. Раздвижки заполнялись уфимскими и реже кунгурскими отложениями. Данные по Предуральскому прогибу указывают на возможные раздвижки в толще компенсации.

* * *

Образование некомпенсированных прогибов можно объяснить раздвиганием осадочного чехла по плоскостям скольжения, развитие кото-

рых определяется горизонтальной делимостью осадочной толщи. Раздвижки в осадочном чехле свойственны также регионам с четким проявлением разломов в консолидированной коре, по которым кристаллический фундамент опущен на большие глубины (краевые разломы Днепровско-Донецкого авлакогена, Прикаспийская впадина, возможно, Пермский бассейн США).

Сочетание утонения консолидированной коры под некомпенсированными прогибами с частым заполнением их соленосными толщами сближает эти структуры с океанами, начальным фазам образования которых присуще мощное соленакпление (Пото и др., 1972). Изложенные данные подтверждают сходство тектонических процессов в океанах и на древних платформах (Галицкий, 1976). Поэтому многие проблемы мобилизма могут решаться на континентах.

Литература

- Айзенштадт Г. Е., Днепров В. С., Ганелина Р. А. О возрасте подсолевых отложений в Бийжальской сверхглубокой скважине на юге Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5.
- Алешин В. М., Ермаков В. А. О природе бортового уступа Прикаспийской впадины. Геол. нефти и газа, 1975, № 6.
- Билык А. А. Некоторые вопросы соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ВНИИГаз, вып. 14(22). Гостехиздат, 1962.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., «Наука», 1963.
- Вишняков А. К. Древние эрозия и карст кунгурской галогенной толщи Приуралья и их влияние на сохранность залежей каменной и калийных солей. Автореферат канд. дис. Новосибирск, 1974.
- Галицкий И. В. Разведка доарукаритовых погребенных поднятий в Днепровско-Донецкой впадине.— Геол. нефти и газа, 1974, № 6.
- Галицкий И. В. Признаки раздвижения земной коры в Днепровско-Донецкой впадине.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 1.
- Грачевский М. М. Палеогеоморфологические предпосылки распространения нефти и газа. М., «Недра», 1974.
- Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовский И. Т., Ульмишек Г. Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., «Недра», 1969.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, № 5.
- Максимов С. П., Каледа Г. А., Клубов В. А., Кожевников И. В., Нечитайло С. Н., Холлов П. С. Основные результаты глубокого бурения на Русской платформе и задачи дальнейших исследований.— В сб.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., «Наука», 1972.
- Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. М., «Наука», 1964.
- Мовшиович Е. В., Милявский А. Е. Проблемы происхождения северодонецкого агломерата.— Геотектоника, 1975, № 2.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении земной коры.— В сб.: Структура земной коры и деформации горных пород. Международ. геол. конгр., XIX сес., докл. сов. геологов, проблема 18. М., 1960.
- Пистрак Р. М., Галицкий И. В., Пашкевич Е. И., Пашова Н. Т., Супрунюк К. С. Отражение разломов фундамента в пермской структуре Днепровско-Донецкой впадины.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Пото Г., Аузенд Ж. М., Ле Пишон Кс. Непрерывный соляной слой вдоль глубоководной окраины Северной Атлантики, связанной с ранней фазой рифтообразования.— В кн.: Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов (в освещении зарубежных ученых). М., «Недра», 1972.
- Розанов Л. Н., Герман Е. В., Гришанова Л. П. и др. Особенности размещения тектонических структур нефтегазоносных областей СССР. Л., «Недра», 1974.
- Ступаков В. П. О происхождении перемятой толщи Каменского района в северном Донбассе.— Тр. ВНИИГаз, вып. 14 (22). М., Гостехиздат, 1962.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

УДК 551.243(4)

В. ВЕБЕР**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ**

В предлагаемой работе приведены результаты исследования истории развития глубинных разрывных структур Центральной части Средней Европы. Устанавливается определяющая роль кинематики глубинных разломов в процессах тектоно-магматической активизации среднеевропейского блокового поля.

ВВЕДЕНИЕ

Исследованию глубинных разрывных структур в Средней Европе до последнего времени уделялось недостаточное внимание. Вскоре, однако, выяснилось, что и в рассматриваемом регионе роль глубинных разломов значительно более существенна, чем предполагалось ранее. В последнее время по этой тематике выполнено много работ, в которых был использован богатый опыт советских геологов. В предлагаемой работе автор дает краткий обзор результатов своих исследований по истории развития глубинных разрывных структур в центральной части Средней Европы и их роли в контроле магматической и минерагенической деятельности.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП (ДО ПЕРМИ)

Древние докембрийские толщи образуют ядра среднеевропейского фундамента. Разрывы этого континентального блокового поля имеют направления, аналогичные контурам и крупным разломам древней платформы, обрамляющим Среднюю Европу (Watznauer, 1969). Рассматриваемое блоковое поле в палеозое неоднократно подвергалось активизации и частично захватывалось орогенезом (рис. 1).

Варисская раннегеосинклинальная стадия развития региона в девоне характеризовалась растяжением по всем зонам разломов северо-восточного простирания, которое привело к заложению Тюрингского и Рейнского трогов. Латеральное расширение коры и верхней мантии по глубинным структурам сопровождалось офиолитовым магматизмом диабаз-спилит-кератофировой ассоциации, повышенным конвективным тепловым потоком, анатектической инверсией плотности и, вероятно, гипотетическим симатическим диапиризмом. Все это вызвало вертикальные блоковые движения. Вблизи Восточно-Европейской платформы вместо разломов северо-восточного направления были растянуты структуры северо-западного простирания (зона Эльбы, Судеты). При этом главенствующую роль играло глубинное строение фундамента.

Возрастающее вертикальное смещение блоков вследствие гравитационной тектоники привело в позднегеосинклинальную орогенную стадию (поздний девон, ранний карбон) к тангенциальному сокращению осадочной толщи в орогенном структурном этаже. Были заложены структуры отрыва (северо-западного простирания) и диагональные разрывы сколового характера (меридионального и широтного простирания). Оро-

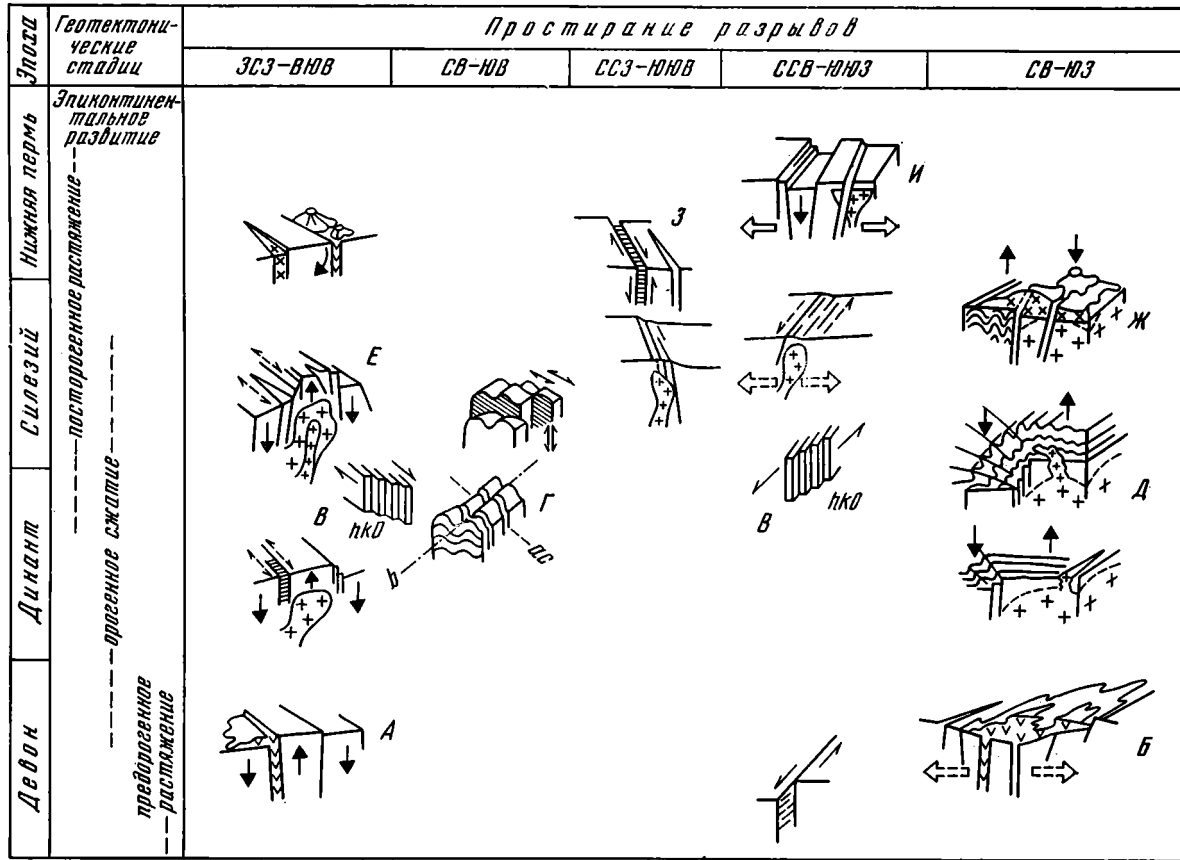


Рис. 1. Схема тектонического развития коры в Центральной части Средней Европы в палеозое

1 — вертикальные движения блоков; 2 — горизонтальные движения блоков; 3 — растяжение; 4 — вращение; 5 — анатектические выплавки; 6 — син- и докинематические интрузии; 7 — поздне- и посткинематические интрузии; 8 — трещинные интрузии; 9 — субвулканические интрузии; 10 — дайки; 11 — эффузивный магматизм; 12 — офиолитовый магматизм; 13 — преимущественно основные (а), средние (б) и кислые (в) магмы.

А — геосинклинальные поперечные разрывы (частично достигающие мантии); Б — раннегеосинклинальные разломы растяжения (достигающие мантии); В — орогенные диагональные сколы; Г — орогенные поперечные системы разрывов; Д — орогенные продольные структуры сжатия; Е — позднеорогенные поперечные разрывы (коровые); Ж — позднеорогенные продольные разрывы (коровые); З — позднеорогенные сдвиги (частично мантийные); И — эпиконтинентальные разломы растяжения (частично уже мантийные)

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

генная разрывная тектоника затушевала при этом структурные элементы фундамента.

В сравнении с подобно ориентированными скрытыми глубинными границами блоков орогенные структурные поверхности выражены отчетливей. Сколовые смещения вдоль меридиональных и широтных поверхностей, суммируясь, дают значительную общую амплитуду сдвига, особенно там, где имеются в наличии глубинные структурные проявления (меридиональная Эйфельская и Верхнерейнская — Гессинская зоны, ФРГ).

На раннекратонной стадии развития разломы северо-восточного простирания снова испытали расширение. В целом цикл движений по рассматриваемым разломам (расширение, сужение, расширение) смещается по средневропейской мобильной зоне в северо-западном направлении. Поперечные (северо-западного простирания) разрывы, приоткрывавшиеся в условиях посторогенного растяжения, сопровождалась интрузией кислых магм поздне- и посторогенного плутонизма.

По химизму девон-нижнекарбоновые офиолиты Тюрингского трога (согласно Rösler, Werner, 1977) имеют характер бедных калием толеитов типа платобазальтов континентальных областей. Инициальные магматиты Рейнского трога, по мнению названных авторов, имеют черты «незапятнанных» («hot spots») вулканитов континентальных рифтовых зон, а также иногда напоминают внутриплитовые континентальные базальты.

Палеозойский (варисский) этап развития Средней Европы происходил, таким образом, в пределах внутриконтинентального блокового поля, а Рейнский трог можно рассматривать как зону начинающегося грабенообразования с континентальным грабеновым морем. Плитная тектоническая гипотеза (Burget, 1972), которая предполагает значительные горизонтальные смещения плит и наличие океанической коры под Средней Европой в рассматриваемое время, для палеозойского этапа развития представляется необоснованной.

ПЕРМО-СИЛЕЗСКИЙ ВАРИССКИЙ МОЛАССОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Одновременно с проявлением тангенциального сжатия и скальвающих смещений в орогенном этапе Тюрингской и Рейнской зон, еще в раннем и среднем карбоне (динант — нижний силезий), в уже вскрытом эрозией нижнем структурном этапе (Богемский массив, Рудногорский блок) намечается растяжение по разрывам север-северо-восточного простирания. Это растяжение сопровождалось подъемом магм от плутонического до субвулканического характера (рис. 2). В раннем силезии в пределах Богемского массива над глубинными разломами север-северо-восточного простирания были заложены узкие вытянутые седиментационные трогги, заполнявшиеся молассой. К северо-западу, в пределах варисского орогена (Нижнерейнская область, ФРГ), седиментационные трогги отклонялись в меридиональном направлении. Здесь еще продолжалось накопление осадков геосинклинального типа.

При активизации субмеридиональных север-северо-восточных разрывов проявляется некоторое изменение характера динамического воздействия на блоково-мозаичную кору, знаменующее очевидно, завершение варисского орогенеза. Над варисскими подвижными зонами в орогенном структурном этапе субмеридиональное структурное направление формируется лишь спустя примерно 30 млн. лет, после того, как интенсивно нарушенное орогеническими движениями равновесие коры с еще доминирующим северо-восток — юго-западным структурным планом снова компенсируется. В Саксоно-Тюрингской варисской мобильной зоне внутренние молассовые трогги перестраивают свое направление и контуры с северо-восточного на субмеридиональное вплоть до позднего кар-

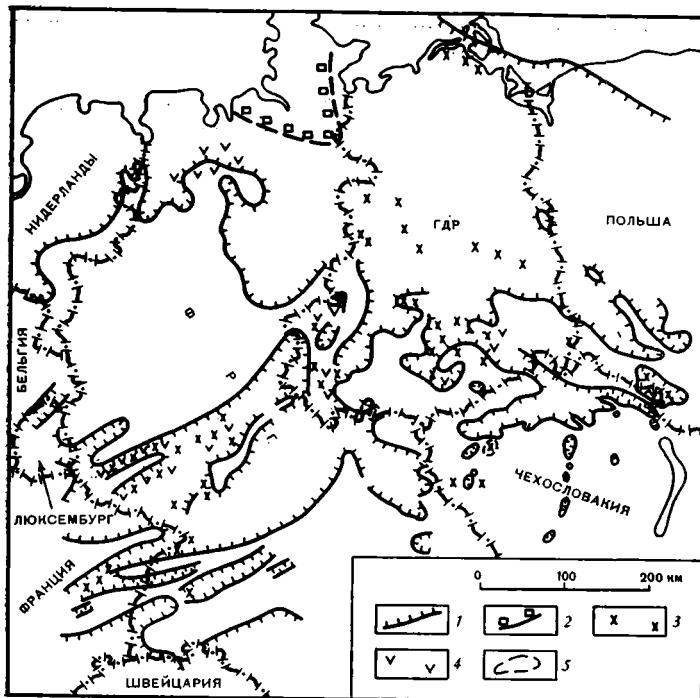


Рис. 2. Палеотектоническая схема пермо-силезия в Средней Европе
 1 — контуры областей седиментации; 2 — фации эвапоритов; 3 — кислые вулканиты; 4 — основные вулканиты; 5 — щелочной метасоматоз

бона (рубеж этэн — саксон). Трещины, подводящие контаминированные магмы трахибазальтовой формации с базальтами, андезитами и риолитами изменяют свое главное направление с северо-западного и северо-восточного на север-северо-западное и север-северо-восточное. Одновременно с приоткрыванием север-северо-восточных подводящих трещин повышается доля магматических расплавов из глубинных и субкрупных очагов. В верхах этэна и в саксоне изливались базальты из мантии. Субмеридиональные разрывные структуры, достигающие уже больших глубин, проявляются также в виде щелочного метасоматоза гранитоидных малых интрузий массива Чиста в Пльзенерском разломе в ЧССР (Кореску, 1969).

Несмотря на то что в Средней Европе доминирует активизация субмеридиональных направлений, имеются и отклонения, наиболее выраженные по мере приближения к Восточно-Европейской платформе. Здесь по-прежнему проявляются разрывы запад-северо-западного простирания (окраина Богемского массива, северо-восток ГДР, Польша). Основные эффузивы Дании и о. Рюген, приуроченные к разрывам запад-северо-западной ориентировки, также имеют подкоровое происхождение (Kramer, Mücke, 1973; Eigenfeld, Schwab, 1974). Эти основные эффузивы могут связываться с системой сверхрегиональных глубинных разломов запад-северо-западного направления, находящихся на продолжении линеамента Карпинского (Рапов, 1976).

РАЗВИТИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА

Тектонические условия активного растяжения по зонам разрывов север-северо-восточной ориентировки, проявившиеся уже в пермо-силезии, сохраняются и далее вплоть до низов мезозоя. Трансгрессия цехштей-

нового моря происходила по морским заливам вдоль древних север-северо-восточных разрывных зон (Нижнерейнский залив и Везерская впадина в ФРГ, Тюрингская и Нижнелужицкая впадины). В этих лагунах отлагались калийные соли. Разрывы север-северо-восточного простирания отчетливо прослеживаются также и в микрорельефе. Область осадконакопления в трогах в целом прослеживается вдоль запад-северо-западных разрывов со слабой тектонической активностью.

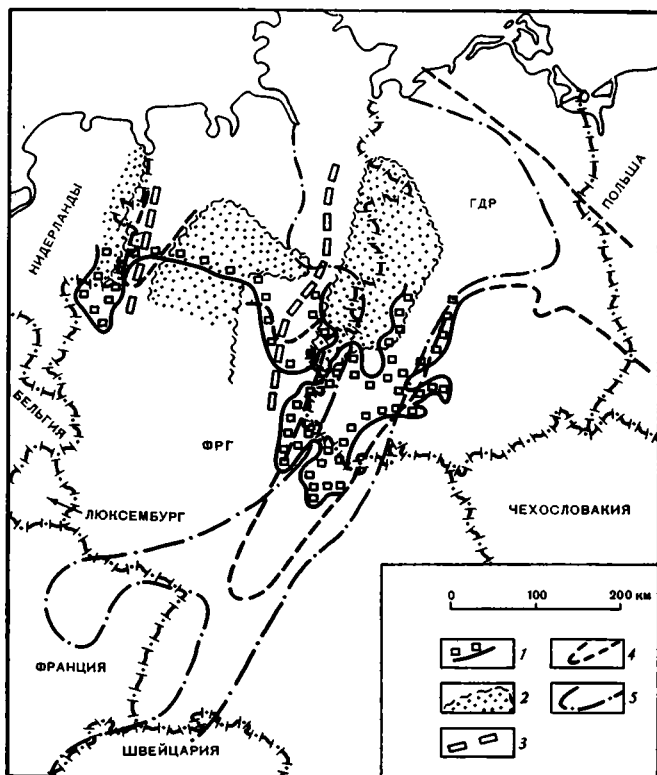


Рис. 3. Палеотектоническая схема блоковых движений в триасе в центральной части Средней Европы

1 — распространение каменных солей (NaCl) Верра-цикла (верхняя пермь); 2 — первичное выпадение слоес и эрозия в нижнем триасе (зоне поднятий); 3 — грабенообразные зоны опусканий в нижнем триасе; 4 — распространение каменных солей (Röt), верхи нижнего триаса; 5 — распространённость каменных солей (ангидритовая свита, средний триас)

Активность север-северо-восточных зон разрывов возрастает в раннем триасе. В центральной части Средней Европы возникает континентальная рифтовая зона (Гессинская впадина в ФРГ) с приподнятыми крыльями (зоны поднятия Эйхсфельд — Альтмарк, Рейнский массив — седловина Хунте), в понимании Е. Е. Милановского (Milanovskij, 1972). В среднем триасе значение ее снова уменьшается. Область современного положения Верхнерейнской долины представляла собой в триасе приподнятую зону север-северо-восточной ориентировки. В конце раннего и в среднем триасе образовалось вытянутое эмбриональное грабеновое море, прослеживавшееся в север-северо-восточном направлении через Магдебург, Эрфурт, Штуттгарт, Базель, что можно реконструировать по распространению соленосных отложений (рис. 3).

Протяженность и контуры зоны седиментации позволяют также восстановить активную, протяженную рифтовую зону север-северо-восточ-

ного простираения и трансформные разрывы запад-северо-западной ориентировки. На северо-востоке центральной части Средней Европы преобладают при этом, опять-таки в зависимости от уже существовавшей блоковой структуры, запад-северо-западные разрывы трансформного характера. На юге более развиты были разрывы северо-восточного простираения.

Растяжение коры происходило, однако, столь приглушенно, что оно не сопровождалось эффузивным платформенным магматизмом. В позд-

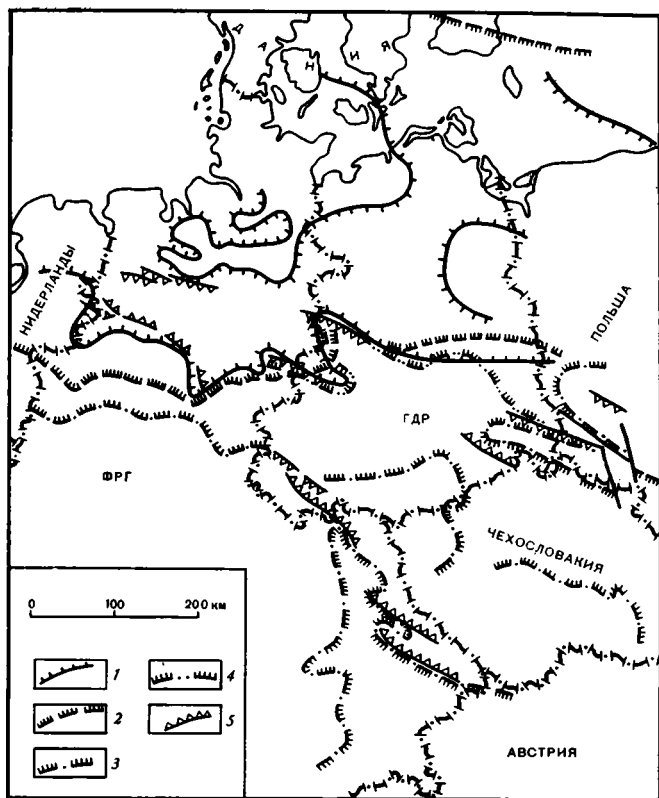


Рис. 4. Палеотектоническая схема блоковых движений в мелу в Средней Европе

1 — контуры области седиментации, валанжин — готерив; 2 — контуры областей седиментации, альб; 3 — максимальное распространение моря, сеноман и турон; 4 — линия побережья, коньяк (сантон); 5 — надвиги и покровы в конце позднего мела

нем триасе на севере Центральной Европы возникают первые диапиры пермской соли, вытянутые в север-северо-восточном направлении. Они маркируют наиболее активные зоны разрывов глубинного заложения.

В юрское время (лейас, догер) продолжалось растяжение по север-северо-восточным разрывам. Палеогеографическая картина усложнялась при этом вследствие обширного эпейрогенического опрокидывания крупных блоков и вертикальных их перемещений главным образом по разломам запад-северо-западной ориентировки. Эти вертикальные блоковые движения в платформенном чехле привели вследствие гравитационной тектоники вначале к образованию флексур и сбросов (юра, ранний мел), а затем, на фоне продолжавшихся вертикальных движений — надвигов и шарьяжей (поздний мел) (рис. 4). Однако по зонам разрывов запад-северо-западной и северо-западной ориентировки следов первичного и регионального растяжения не улавливается. Вертикальные

перемещения блоков местами имели реверсивный характер. Перед воздымавшимися блоками возникали параллельные им краевые трогги запад-северо-западного направления. Был ли с данными, иногда очень значительными, вертикальными движениями связан глубинный магматизм — в настоящее время еще не выяснено. В некоторых случаях это представляется весьма вероятным (массив Брамшер в ФРГ). В палеогене активность разрывов запад-северо-западной ориентировки снова уменьшилась.

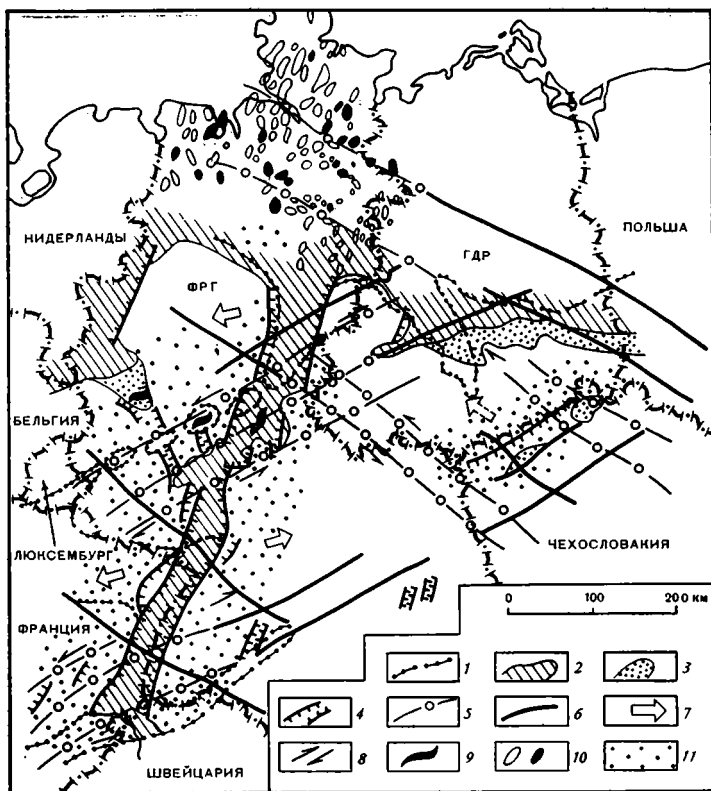


Рис. 5. Палеотектоническая схема движения коры в палеогене в Средней Европе

1 — границы распространения палеоцена и эоцена; 2 — морской олигоцен; 3 — континентальный олигоцен; 4 — разломы грабенов; 5 — трансформные разломы; 6 — зоны разрывов без особых характеристик; 7 — расширение; 8 — сдвиги; 9 — центры вулканических излияний; 10 — соляные диапиры на северо-западе Центральной Европы (черным залиты диапиры, наиболее активные в палеогене); 11 — зоны сводовых поднятий (воздымающиеся блоки)

Наибольшее растяжение по разрывам север-северо-восточного направления по абсолютному значению произошло в эоцене — олигоцене. Вновь возникла континентальная рифтовая зона с приподнимающимися крыльями, ориентированная в север-северо-восточном направлении (зона Гессинского и Верхнерейнского грабенов). Она была приурочена к центральной части среднеолигоценового моря. Еще одна система континентальных грабенов развивается в это время вдоль северной окраины Богемского массива на месте зоны трансформных разрывов северо-восточного простирания (рис. 5). Рудногорский блок в это время представлял собой северное поднятое плечо грабена. В неогене направление главного расширения разрывов смещается на угол в 30—40° против ча-

совой стрелки (Illies, 1972). Предпочтительное растяжение при этом испытывают разрывы север-северо-западной ориентировки. Грабеновая депрессия Гессинской впадины была заложена на суше. Нижнерейнская долина возникла в виде континентальной зоны грабенов между воздымающимися флангами. Эти движения продолжают еще и сегодня (рис. 6).

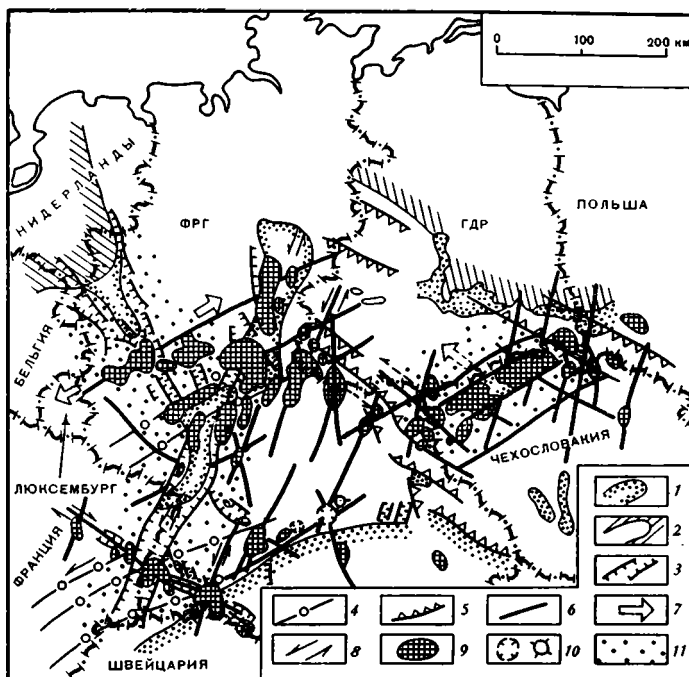


Рис. 6. Палеотектоническая схема движений коры в неогене и в четвертичное время в Средней Европе

1 — терригенный миоцен и плиоцен; 2 — морской и солонowodный миоцен; 3 — грабеновые разрывы; 4 — трансформные разрывы; 5 — надвиги и покровы; 6 — зоны разрывов без особой характеристики; 7 — расширение; 8 — сдвиги; 9 — вулканиды верхнего олигоцена — плейстоцена; 10 — криптоэксплозии; 11 — зоны сводовых поднятий (поднятые блоки)

В результате интенсивного дробления коры в третичное время произошло изменение вулканидов трапповой формации. Основная вулканическая активность при этом происходила преимущественно за пределами участка главного раскрытия зоны Верхнерейнского грабена. В Гессинском грабене вследствие изменения направления главного растяжения интрузии вулканидов внедрились лишь в связи с крупными сдвигами. Грабен Ореталь характеризовался как растяжением, так и сдвиговыми смещениями. Вулканические образования имели здесь эффузивный характер. Примечательно, однако, что эффузивы над зонами грабенов или воздыманий смешаны с дифференцированными симатическими расплавами и содержат включения щелочных дифференциатов (карбонаты Верхнерейнского грабена, эссекситы в грабене Ореталь).

ГЛУБИННАЯ КИНЕМАТИКА И МАГМАТИЗМ ПЛАТФОРМЕННОЙ СТАДИИ

Тектонические движения, сопровождавшиеся преимущественно растяжением по субмеридиональным и в меньшей степени по северо-восточным глубинным разломам, следует характеризовать как тафrogenную

кинематику (Krenkel, 1922; Weber, 1974). В палеогеографическом отношении они привели к образованию: 1) вытянутых зон сводовых поднятий, 2) вытянутых сводовых поднятий с грабеновыми структурами в шарнирной части, 3) вытянутых зон опусканий без поднятия краевых блоков.

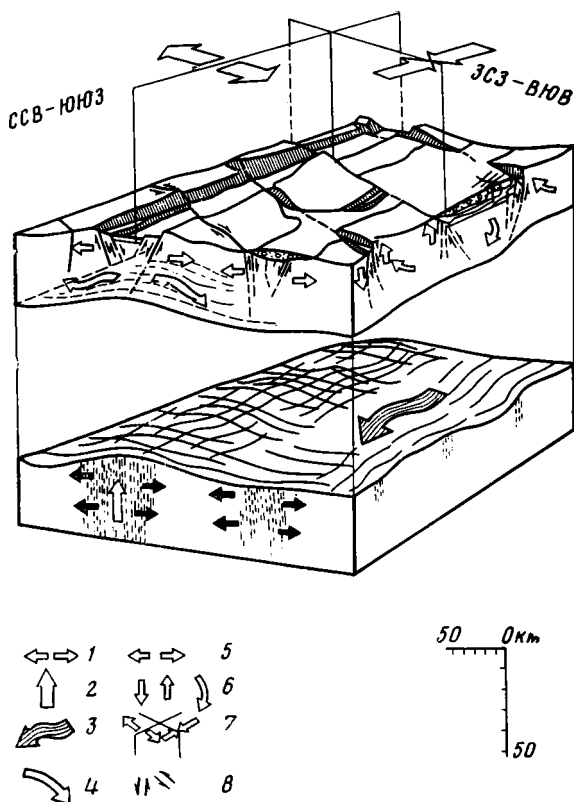


Рис. 7. Схема динамической интерпретации тафрогенной кинематики и саксонских блоковых движений (в узком смысле)
 1 — дилатация (вследствие подкоркового диапирзма или планетарной дислокации коры и компетентной верхней мантии);
 2 — диапироподобный подъем материала мантии; 3 — ламинарные потоки подкоркового вещества (Wunderlich, 1973); 4 — гравитационное соскальзывание блоков коры над мантийным диапиром; 5 — дислокация корового блокового поля; 6 — вертикальные изостатические перемещения и вращения блоков коры; 7 — главные напряжения на поверхностях ССВ—ЮЮЗ, и ЗСЗ—ВЮВ направления в пределах коры; 8 — относительные смещения блоков

На основании глубинных сейсмических исследований в Средней Европе (Illies, Mueller, 1970; Porstendorfer et al., 1976) можно предполагать, что в молодых сводовых поднятиях, как с грабеновыми структурами в шарнирных частях, так и без них, на границе мантия — кора существуют вздутия поверхности Мохо или так называемые «пограничные подушки». Кроме того, дополнительно «подушкообразные» структуры возникли, вероятно, также в переходной зоне между нижней и верхней корой. Подобные глубинные структуры названы зонами палеотектонических сводовых поднятий (Weber, 1974).

Модель рассматриваемых геофизических глубинных структур и их возникновение в вещественном отношении можно представить следующим образом. Обширное (планетарное или глобальное) растяжение

мантии и коры может индуцировать симатический диапиризм, который приводит к возникновению на границе мантия — кора и, вероятно, между верхней и нижней корой силлоподобных «подушкообразных» структур. Вследствие этого происходит выгибание корового глыбово-блокового поля, образование сводовых поднятий и грабеноподобных структур в ослабленных зонах. В случае если в зонах растяжения симатический диапиризм не проявляется, то коровое блоковое поле очевидно испытывает прогиб и опускание над структурами растяжения. При этом вместо сводового поднятия в коре возникают вытянутые впадины (рис. 7).

В соответствии с представлениями И. Г. Старицкого (1975) в Средней Европе под зонами сводовых поднятий можно предполагать существование гипотетического магматического очага щелочной ультрабазитовой формации (Baumann et al., 1975). В случае верности приведенных представлений следует предполагать наличие проявления интрузивного глубинного магматизма щелочного уклона с ультрабазитами, фаялитами и их пегматитовыми дифференциатами под зоной сводовых поднятий системы Гессинская впадина — Верхнерейнский грабен с их краевыми частями (с триасового времени) и под грабеном Оре и Рудными горами, а также Нижнерейнским грабеном с его краевыми блоками (с третичного времени).

За пределами сводовых поднятий, прежде всего под вытянутыми зонами опусканий, уже начиная с раннего палеозоя, следует предполагать проявление активного щелочного дифференцированного глубинного магматизма интрузивной трапповой формации (Старицкий, 1973; Baumann et al., 1975).

Максимум проявления этого глубинного магматизма интрузивной трапповой формации приходится на триас и юру. В третичное время преобладает недифференцированный вулканизм экструзивной трапповой формации.

Главенствующими магмоконтролирующими структурами рассматриваемого симатического платформенного магматизма являются глубинные разломы север-северо-восточной ориентировки, подчиненное значение имеют разломы северо-восточного направления. Активизация запад-северо-западных разломов (саксонские блоково-разрывные движения в узком смысле, Weber, 1974) имеет для платформенного магматизма, очевидно, лишь второстепенное значение. Эти движения проявились как реакция коры в Средней Европе на орогенические процессы в Альпах.

На основании радиометрических определений абсолютного возраста и тесных временных тектонических и геохимическо-парагенетических отношений можно предполагать наличие связи между глубинным магматизмом интрузивной трапповой формации и постмагматогенной мезозойской платформенной минерализацией Средней Европы (рис. 8) (Baumann, Weber, 1976).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ход палеотектонической и магматической активизации континентального Среднеевропейского блокового поля в значительной степени определялся кинематикой глубинных разломов. В среднем палеозое образование континентальных трещинных и грабеновых зон, проявление магматизма и последующих орогенических процессов было обусловлено растяжением по разрывам северо-восточной ориентировки. В позднем палеозое данное направление развития было прервано начавшимся растяжением по север-северо-восточным разломам, что в свою очередь в позднем мезозое сменилось активизацией запад-северо-западных разломов. По разрывам запад-северо-западного направления проявления регионального растяжения однако не наблюдаются. В палеогене растяжение по север-северо-восточным разломам достигает своего максимума,

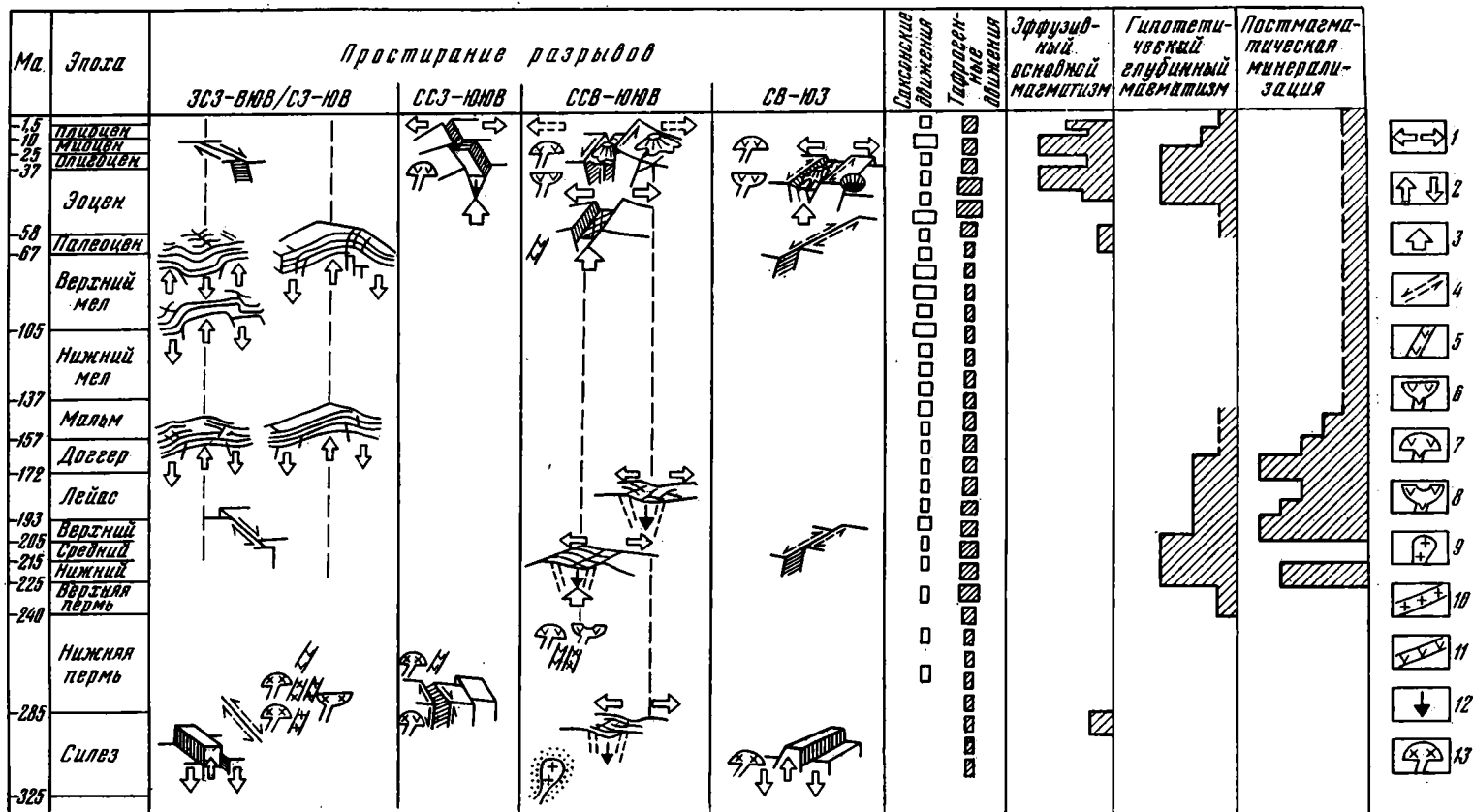


Рис. 8. Платформенная разрывная тектоника, магmatизм и постмагmatогенная флюорит-баритовая минерализация в Средней Европе
 1 — расширение швов разломов; 2 — вертикальные блоковые перемещения; 3 — выгибание над предполагаемыми глубинными коровыми симатическими диапирами; 4 — сдвиги; 5 — жилы, дайки; 6 — субвулканы; 7 — вулканы; 8 — кольцевые структуры и кальдеры; 9 — субвулканические малые интрузии с щелочным метасоматозом; 10 — средние эффузивы; 11 — основные эффузивы; 12 — опускание; 13 — кислые эффузивы
 (постмагmatогенная минерализация по К-Аг-датировке, по Rösler, Pilot, 1967)

сменяясь затем в неогене растяжением по север-северо-западным разрывам.

Вследствие дислокации мантии и земной коры с субмеридиональными и северо-восточными разломами связаны гипотетический глубинный магматизм ультрабазитовой щелочной формации и интрузивная трапповая формация, а также эффузивный магматизм трахибазальтовой формации (пермь) и экструзивная трапповая формация (третичный возраст).

Тектонические процессы в Средней Европе не привели к образованию океанической коры. Они постоянно протекали на континентальной коре, отвечая ее грабеновой стадии.

Литература

- Старицкий И. Г. Основные проблемы металлогении платформ.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 191.
- Baumann L., Leeder O., Weber W. Beziehungen zwischen regionalen Bruchstrukturen und postmagnetischen Lagerstättenbildungen und ihre Bedeutung für die Suche und Erkundung von Spaltlagerstätten.— Z. angew. Geol., 1975, Bd 21, No. 1.
- Baumann L., Weber W. Tiefe Bruchstrukturen, simatischer Magnetismus und Lagerstättenbildung im zentralen, ausserralpinen Mitteleuropa.— Vortrag zur Tagung «Metallogenie und Plattentektonik», Belgrad, 1976.
- Burret G. F. Plate tectonics and the Hercynian orogeny.— Nature, v. 239, No. 5368. London, 1972.
- Eigenfeld F., Schwab M. Zur geotektonischen Stellung des permosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa.— Z. geol. Wiss., 1974, No. 2. Berlin.
- Illiers J. H. The rhinegraben rift system—plate tectonics and transform faulting.— Geophys. surveys, 1972, No. 1, Dortrecht.
- Illiers J. H., Mueller St. Graben problems.— Int. UMP, Sc. report, No. 27. Stuttgart, 1970.
- Kopecky L. Zjistení fenitizave u Hurek v cisteckem granitoidnim masivu.— Vestn. Ustred. Ust. geol., 1969, v. 44. Praha.
- Kramer W., Mucke D. Beziehungen zwischen Magmatiten und Sedimenten in sedimentären Komplexen.— Z. geol. Wiss., 1973, No. 1. Berlin.
- Krenkel E. Die Bruchzonen Ostafrikas. Berlin, 1922.
- Milanovskij E. E. Continental rift zones: their arrangement and development.— Tectonophysics, v. 15. Amsterdam, 1972.
- Panov B. S. Das Karpinski-Lineament und der mit ihm verbundene minerogenetische Gürtel.— Z. f. angew. Geol., 1976, v. 22, No. 6. Berlin.
- Porstendorfer G., Göthe W., Lengning K., Oelsner Ch., Tanzer R., Ritter E. Nature and possible Causes of the anomalous behaviour of electric conductivity in the north of the GDR, Poland and the FRG.— In: Geoelectric and geothermal Studies (East-Central Europe, Soviet Asia) KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest, 1976, v. 12, Abb. 24 Lit.
- Rösler H. J., Pilot J. Die zeitliche Einstufung der sächsisch-türingischen Ganglagerstätten mit Hilfe der K—Ar-Methode.— Freiburger Forsch., Hf. C 209. Leipzig, 1967.
- Rösler H. J., Werner C. D. Petrogenetische Entwicklung des initialen Magnetismus im mitteleuropäischen Variszikum in Abhängigkeit vom Strukturbau.— Vortrag zur Tagung der Gesellschaft f. Geol. Wiss., v. 18/19.4.1977. Berlin, 1977.
- Watznauer A. Mit einem Beitrag von K. A. Tröger: Das Territorium der DDR im geologischen Wirkungsfeld Mitteleuropas—eine Übersicht für die Zwecke der Tiefenerkundung.— Z. angew. Geol., 1969, v. 15. Berlin.
- Weber W. Beiträge zur Entwicklung tiefer Bruchstrukturen in Mitteleuropa unter besonderer Berücksichtigung Thüringens und deren Bedeutung für die saxonische Mineralisation. Dissertation A, Fak. f. Math. u. Naturwiss., Bergakademie Freiberg, Freiberg, 1974.
- Weber W. Tiefe Bruchstrukturen der postvariszischen Tafelentwicklung Mitteleuropas und ihre Bedeutung für Magmatismus und postmagmatogene Fluorit-Baryt-Mineralisation.— Freib. Forsch., Hf. C. 329. Leipzig, 1977.
- Wunderlich H. G. Plattentektonik in kritischer Sicht.— Z. dt. geol. Ges., v. 124. Hannover, 1973.

УДК 551.242.31 (234.251)

Ф. И. ЕНЦОВА

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПАЙ-ХОЯ
И ЕГО ВЗАИМООТНОШЕНИЕ С УРАЛОМ**

Доказывается гетерогенная природа Карской впадины: в восточной ее части развит миогеосинклинальный комплекс палеозоя, а в западной — орогенный комплекс перми, залегающий с размывом на платформенных карбонатных образованиях нижнего — среднего карбона. Пай-Хой рассматривается как интракратонная геосинклиналь в соответствии с новыми данными по геологии Карской впадины и на основании сравнения мощности и состава ниже- и среднепалеозойских формаций Пай-Хоя и Лемвинской миогеосинклинальной структурно-формационной зоны Урала.

Приуроченность миогеосинклинальной зоны Полярного Урала к правобережью р. Кары и отчетливое северо-западное простираие ее структур позволяют считать, что эвгеосинклинальная зона расположена восточнее и простирается параллельно миогеосинклинали.

Взаимоотношения Пай-Хоя с Уралом разными исследователями трактуется по-разному и является предметом острых дискуссий. Для выяснения этого вопроса, как показали исследования последних лет, решающее значение имеет выявление геологического строения Карской впадины. По существующим представлениям Карская впадина с востока ограничена выходами на поверхность ордовикских отложений, а с юга и юго-запада — допермскими образованиями Пай-Хоя. В пределах впадины развиты преимущественно пермские отложения. В настоящее время тектоническая природа этой структуры представляется различно. А. С. Перфильев (1968) относит ее к разряду периклинальных прогибов. В. С. Еномян (1971) Карскую впадину, восточный склон Пай-Хоя и Лемвинскую структурно-формационную зону рассматривает как реликты единой в прошлом миогеосинклинальной зоны Урала. В. Н. Пучков (1975₁) также считает всю Карскую впадину гомологом Лемвинской структурно-формационной зоны. Эти авторы так или иначе признают, что во всей Карской впадине развит миогеосинклинальный комплекс перми. Существует и другая точка зрения. Большинство воркутинских геологов считает, что пермские отложения всей Карской впадины сходны с развитыми в Кортаихинской и Косью-Роговской впадинах Предуральяского прогиба и относятся к орогенному комплексу. Соответственно этим представлениям вся Карская впадина трактуется как одна из структур Предуральяского краевого прогиба.

Изучение пермских отложений Карской впадины, проведенное автором и В. С. Мултановой в 1972, 1973 и 1977 гг., дало новые материалы, значительно уточняющие существующие представления о геологическом строении Карской впадины и позволяющие по-новому представить тектоническую природу Карской впадины и Пай-Хоя и взаимоотношение Пай-Хоя с Уралом. Так, в частности, выяснилось, что в Карской впадине развиты два различных комплекса перми: миогеосинклинальный и орогенный. Распространение этих комплексов территориально четко обо-

соблено: миогеосинклиальный приурочен к правобережной части р. Кары, а орогенный — к ее левобережью (рисунок).

Миогеосинклиальный комплекс перми залегает в полосе, расположенной непосредственно к востоку от Карской кольцевой структуры до бассейна р. Осовой-Яха. Восточный контур распространения этого комплекса еще достаточно не изучен и нуждается в уточнении.

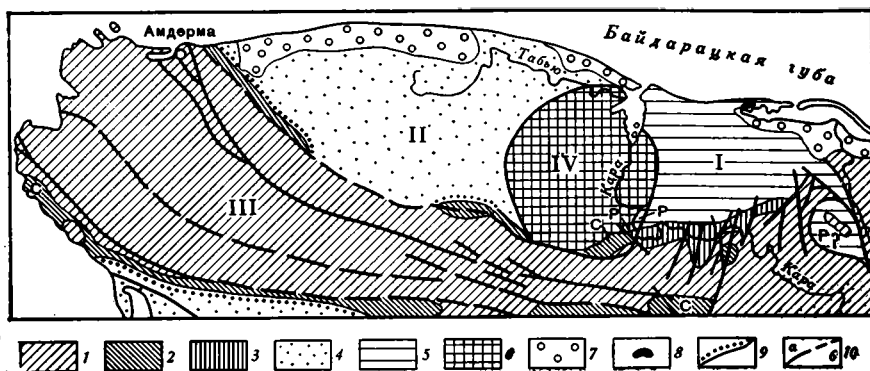


Схема распространения миогеосинклиального и орогенного комплексов перми на Карском побережье

Отложения: 1 — докаменноугольные; 2 — каменноугольные карбонатные; 3 — каменноугольные карбонатно-кремнисто-глинистые сланцевые (аналог воргашорской свиты); 4 — орогенные пермские; 5 — миогеосинклиальные пермские; 6 — меловые; 7 — палеоген-неогеновые; 8 — интрузия сиенит-диоритов; 9 — несогласный контакт между пермью и карбоном; 10 — дизъюнктивы (а — установленные, б — предполагаемые). Цифры на схеме: I — Байдарацкая структурно-формационная зона, II — Табьуская впадина Предуральского краевого прогиба, III — Пай-Хойская интракратонная геосинклиналь, IV — Карская кольцевая структура

Описываемые отложения нами детально изучены в бассейнах рек Люби-Яха, Пекуче-Яха, Нерулова-Яха и Нгой-Яха. Кроме того, они описаны в процессе маршрутных исследований В. Н. Охотниковым на реках Сальбей-Яха, Лаптел-Яха и Осовой-Яха. В 1972 г. эти обнажения изучались Р. И. Довжаном.

В указанных разрезах правобережной части р. Кары развита мощная флишидная толща, которую по всем признакам можно относить к кечьпельской свите, выделенной в Лемвинской структурно-формационной зоне (Войновской-Кригер, 1945). Сложена она песчаниками, алевролитами и различными переходными между ними разностями. Редко встречаются прослои слабоуглистых аргиллитов мощностью обычно меньше 0,1 м, иногда до 0,4 м и более. Подчиненное значение имеют кремнисто-глинистые сланцы.

Песчаники серые и темно-серые, преимущественно мелкозернистые, полимиктовые, часто известковистые, очень крепкие, звонкие, массивные или толсто- и среднеслоистые, иногда тонкослоистые, нередко содержат слабо окатанные обломки темно-серых аргиллитов и алевролитов.

Незначительную роль играют песчаники серовато-зеленые, неслоистые. Они обычно слабее уплотнены, чем серые и темно-серые разности.

Все песчаники полимиктовые. Обломочный материал представлен кремнистыми породами, порфиритами, плагиоклазом, кварцем. В меньшем количестве отмечаются биотит, мусковит, хлорит, из аксессуариев — магнетит, турмалин, гранат, апатит. Цемент преимущественно глинистый и карбонатно-глинистый.

Максимальное содержание песчаников отмечается в разрезах р. Пекуче-Яха, а также в верхнем и нижнем течении р. Нерулова-Яха.

Алевролиты темно-серые, почти черные, в различной степени глинистые, тонкослоистые или плитчатые. На поверхностях наложения алевролитов обычно имеются листочки слюды, обугленный и даже графити-

зирванный растительный шлам и детрит, реже — растительные остатки плохой сохранности. В нижней части кечьпельской свиты содержание растительных остатков резко сокращается. В песчаниках и аргиллитах растительные остатки обычно отсутствуют, они приурочены почти исключительно к алевролитам, что является характерной чертой кечьпельской свиты.

Аргиллиты черные, тонко переслаиваются с алевролитами, реже — с песчаниками. Меньшее распространение имеют аргиллиты остроугольно-оскольчатые и листоватые.

В аргиллитах и глинистых алевролитах встречаются мелкие пиритовые конкреции диаметром 1—3 см, сильноокисленные, на поверхности обнажений выделяющиеся в виде бурых пятен.

В песчаниках изредка наблюдаются песчано-известковистые конкреции караваеобразной или уплощенной формы размерами от 4×5×8 до 6×10×30 см. Более часто известковистые конкреции содержатся в алевролитах, здесь они обычно лепешковидной формы мощностью до 6 см и длиной по простиранию до 3 м и более, реже отмечаются округлые (5×15 см) и уплощенные (5×25 см) разновидности.

Для свиты характерно флишевое и флишеидное строение, аналогичное описанному К. Г. Войновским-Кригером (1945) в кечьпельской свите Лемвинской структурно-формационной зоны. Однако здесь так же, как и в Лемвинской зоне, встречаются значительные по мощности (до 20—30 м) интервалы, сложенные довольно однородными породами (песчаниками или алевролитами, или аргиллитами). Наличие пачек однородных пород и редких растительных остатков отличает кечьпельскую свиту от типичного флиша, поэтому правильней рассматривать ее как флишеидную толщу.

Кечьпельская свита в Карской впадине так же, как и в Лемвинской структурно-формационной зоне, в нижней части постепенно переходит в карбонатно-кремнисто-глинистую сланцевую толщу, являющуюся возрастным аналогом воргашорской свиты. В восточных районах характер подстилающих отложений меняется, в них сокращается содержание карбонатных пород и, судя по материалам А. В. Хабакова (1945), увеличивается содержание песчаников.

Весьма сложная дислоцированность кечьпельской свиты не позволяет произвести уверенное сопоставление отдельных разрезов. Можно лишь сугубо ориентировочно выделить в ее составе три толщи.

Нижняя толща вскрыта в долине р. Нгой-Яха. Сюда же, возможно, относятся разрезы верховьев р. Тарцута-Яха и верховьев левобережья р. Осовой-Яха.

В разрезах р. Нгой-Яха преобладают глинистые и алевролитовые сланцы. Песчаники имеют подчиненное значение, содержание их в большей части разреза составляет 5—15%, а в нижней части толщи заметно увеличивается (до 30—35%). Среди глинистых сланцев нередки тонкие (до 5 см) очень крепкие прослои кремнисто-глинистых сланцев.

Растительные остатки в породах встречаются очень редко. Здесь по нашим сборам Х. Р. Домбровской определены *Paracalamites sp. ind.*, *Cordaitales sp. ind.*, *Sylvestra ? sp. ind.* и *Samaropsis sp. ind.* По сборам В. Н. Охотникова с левобережья верховьев р. Осовой-Яха Л. А. Фефиловой установлен *Carpolithes sp. ind.*

Средняя толща обнажается на реках Нерулова-Яха и Пекуче-Яха. В толще отмечается некоторое преобладание песчаников, однако и здесь имеются пачки, сложенные преимущественно аргиллитами и алевролитами с нередкими прослоями слабоуглистых, слабоуплотненных глинистых алевролитов. Песчаники более известковистые, чем в нижней толще. Растительного детрита и макромерных растительных остатков значительно больше, чем в нижней и верхней толщах. Из этой толщи в разрезах р. Пекуче-Яха и ее левого истока Собол-Яха по сборам

В. Н. Охотникова Л. А. Фефиловой определены *Cordaites sp.*, *Cordaitales sp.*, *Ruffloria aff. R. derzavinii* (Neub.) S. Meyen и *Carpolites sp.*

Х. Р. Домбровской по сборам автора, В. С. Мултановой и З. С. Самсоновой (разрезы рек Пекуче-Яха и Нерулова-Яха) установлены *Paracalamites frigidus* Neub., *Annularia sp.*, *Pecopteris sp.*, *Cordaitales sp.*, *Ruffloria? sp.*, *Samaropsis cf. triquetra* Zal., *S. sp.* (вероятно, *S. frigida* Neub.) и *Cordaicarpus? sp.* Кроме того, А. В. Хабаковым (1945,) из разреза р. Нерулова-Яха указывается *Noeggerathiopsis sp. ex gr. petschorica* Zal. и из разреза р. Пекуче-Яха *Paracalamites ex gr. striatus* Schmalh., *Pecopteris cf. anthriscifolia* Goepfert, *Noeggerathiopsis sp. ex gr. petschorica* Zal. и *Samaropsis sp.* (определения Е. Ф. Чирковой).

Верхняя толща распространена в северо-западной части правобережья р. Кары. Вскрывается на реках Люби-Яха, Хондей-Яха, а также, вероятно, судя по материалам А. В. Хабакова (1945,) на реках Большая и Малая Вануйта и Мадерма. Эта толща, несмотря на сохранение основных литологических черт кечьпельской свиты, имеет ряд признаков, заметно отличающих ее от нижней и средней толщ. Так, в частности, здесь содержатся песчаники тонко- и горизонтально-слоистые, слоистость подчеркивается темно-серым, почти черным глинистым материалом. Появляются весьма характерные песчаники и песчанистые алевриты, сильно неоднородные по структуре, с текстурными взмучивания, с ходами илоедов, сходные с аналогичными песчаниками орогенного комплекса перми Воркутско-Хальмерьюского района и описанными под названием «песчаников морских неоднородных».

В описываемой толще значительно увеличивается содержание песчано-известковистых и алеврито-глинисто-известковистых конкреций. Кроме того, здесь встречаются редкие остатки морской фауны. Остатки брахиопод очень плохой сохранности и ракушечный детрит нами найдены в разрезах р. Люби-Яха. А. В. Хабаков (1945,) также отмечал редкие находки морской фауны (брахиоподы, мшанки и аммоноидеи) на реках Люби-Яха, Малая Вануйта и на водоразделе рек Малая Вануйта и Хондей-Яха.

В верхней толще в целом отмечается некоторое преобладание алевритов и аргиллитов над песчаниками. В частности, в разрезе р. Люби-Яха преобладают алевриты. Флишевая цикличность в толще становится менее четкой, расплывчатой, возрастает роль массивных разностей песчаников, алевритов и аргиллитов без характерного флишевого и флишеоидного переслаивания. Наряду с этим имеются пачки с четким флишевым строением.

Растительные остатки в толще встречаются крайне редко, причем в алевритовых они практически исчезают и появляются в незначительном количестве в песчаниках. Х. Р. Домбровской по нашим сборам из разреза р. Люби-Яха определены *Paracalamites? sp. ind.* и *Cordaites sp. ind.*

Возраст кечьпельской свиты в Карской впадине по флоре определяется как нижнепермский. Из вышеперечисленных определений флоры заслуживают внимания *Samaropsis cf. triquetra* Zal. и *S. sp.* (вероятно, *S. frigida* Neub.) и *Ruffloria aff. R. derzavinii* (Neub.) S. Meyen. Из них первые две, по заключению Х. Р. Домбровской, характерны для нижней перми, а третья, по сообщению Л. А. Фефиловой, распространена также в нижней перми Полярного Приуралья. В соответствии с этими данными возраст вмещающих пород определяется как нижнепермский, но поскольку нижняя граница кечьпельской свиты нечеткая и отмечается постепенный переход в нижележащую карбонатно-кремнисто-глинистую толщу средне- и верхнекаменноугольного возраста, не исключается, что нижние горизонты кечьпельской свиты охватывают и самые верхи верхнего карбона.

Ширина распространения кечьпельской свиты вдоль Байдарацкого побережья от верховьев левобережья р. Осовой-Яха до низовьев р. Ка-

ры составляет около 50 км, а вкрест простирания пород — до 20—25 км. Кечьпельская свита слабо метаморфизована. Аргиллиты в основном в незначительной степени рассланцованы. Все породы секутся многочисленными жилками кальцита, реже кварца.

Для свиты характерна весьма интенсивная дислоцированность. Преобладают изоклинальные складки, обычно опрокинутые к западу и осложненные многочисленными дизъюнктивами. Особенно интенсивно дислоцированы и несколько сильнее метаморфизованы породы нижней толщи в долине р. Нгой-Яха. Здесь отмечаются многочисленные перемятые, частично перетертые, закругленные и даже свернутые в трубку глыбы песчаников, оторванные от своих корней и залегающие среди сильно перемятых с массой штриховатых поверхностей скольжения алевролитов и аргиллитов. Такие тектонические соотношения и большая ширина распространения свидетельствуют о чешуйчатом строении и смещении чешуй с востока на запад. Амплитуда смещения в восточных районах, по-видимому, была более значительной, чем в западных. Однако просмотренные нами разрезы не позволяют считать, что масштабы смещения были слишком большими, поскольку с востока на запад сохраняется, по нашему мнению, общая последовательность отдельных толщ. Так, в восточных районах, как и в Лемвинской структурно-формационной зоне, вскрываются самые низкие горизонты кечьпельской свиты, а в западных — верхние горизонты, несущие, как уже отмечалось, переходные признаки между миогеосинклинальным и орогенным комплексами нижней перми. Исходя из этого можно предполагать, что амплитуда перемещения пород кечьпельской свиты даже в восточных районах, как и в Лемвинской зоне, по-видимому, не превышает 10 км, а в западных районах амплитуда перемещения, вероятно, в пределах первых километров, а может быть и меньше.

В правобережной части р. Печуче-Яха, почти у самого ее устья, имеется интрузия сиенит-диоритов, которая сечет кечьпельскую свиту. Этот интрузивный комплекс, по-видимому, сопоставим с интрузивными телами в верховьях р. Печоры, абсолютный возраст которых составляет 246 ± 13 и 296 ± 12 млн. лет, т. е. отвечает концу карбона — началу перми (Пучков, 1975₂).

Мощность кечьпельской свиты в целом, а также отдельных ее толщ не может быть точно определена из-за сильной дислоцированности и широкого развития изоклинальной складчатости. Сугубо ориентировочно с учетом характера и ширины распространения отдельных толщ, возможной амплитуды тектонических перемещений можно предполагать, что нижняя и средняя толщи имеют мощность не менее 400—600 м каждая, а верхняя толща — до 1000—1200 м. Таким образом, мощность всей кечьпельской свиты, вероятно, колеблется в пределах 1600—2400 м.

Нижний контакт описываемого миогеосинклинального комплекса известен по работам А. В. Хабакова (1945₁). На левобережье р. Осовой им выделены переслаивающиеся между собой кремнисто-глинистые сланцы и полимиктовые песчаники (нижняя свита карской серии¹). Здесь, по его данным, преобладают песчаники мелкозернистые плотные и сланцы черные и темно-серые глинистые и глинисто-мергелистые. Местами песчаники рассланцованы. Ниже этих отложений на западном берегу озера Малый Осовой имеется несколько выходов серых глыбовых обломочных известняков видимой мощностью 6—8 м с брахиоподами, фораминиферами и мшанками. Фораминиферы, по определениям Г. А. Дуткевича, указывают на среднекаменноугольный возраст вме-

¹ К нижней свите карской серии А. В. Хабаковым ошибочно был отнесен также разрез р. Люби-Яха, который, по нашим данным, занимает самое высокое стратиграфическое положение в миогеосинклинальном комплексе перми.

шающих известняков (Хабаков, 1945₁). Разрез р. Осовой-Яха и озера Малый Осовой, судя по материалам А. В. Хабакова, напоминает рай-изскую свиту Лемвинской структурно-формационной зоны. Вероятно, это возрастной аналог средней и верхней подсвит воргашорской свиты, в котором, однако, здесь значительно сокращено содержание карбонатных пород.

Разрез, близкий к осовойскому, исследован А. С. Микляевым и др. в среднем течении р. Кары. Здесь на серпуховских известняках залегает карбонатно-кремнисто-глинистая сланцевая толща средне- и верхнекаменноугольного возраста.

Выше карбонатно-кремнисто-глинистой сланцевой толщи согласно с постепенным переходом залегает терригенная флишоидная кечпельская свита.

Орогенный комплекс перми развит на левобережье р. Кары вплоть до Пай-Хоя (Енцова и др., 1974). Ширина распространения орогенных формаций вкрест простирается пород 70—75 км. По данным геологосъемочных работ в западных районах, где вскрыт контакт пермских отложений с подстилающими образованиями, орогенный комплекс залегает с размывом на различных горизонтах карбона.

Нижняя часть орогенного комплекса перми мощностью 1500—1800 м, являющаяся возрастным аналогом сезымской и гусиной свит юньягинской серии (верхи ассельского, сакмарский и низы артинского яруса) Косью-Роговской и Кортаихинской впадин Предуральяского прогиба, представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, местами флишоидного строения. Эта толща, по данным В. И. Устрицкого, содержит немногочисленные остатки морской фауны.

В вышележащей части юньягинской серии выделены бельковская и талатинская свиты.

Бельковская свита (средняя часть артинского яруса) вскрывается на ручье Саа-то-се (правом притоке р. Саа-Яха). Сложена свита преимущественно темно-серыми однородными алевролитами и аргиллитами при подчиненной роли песчаников. В некоторых слоях песчаников содержатся многочисленные остатки брахиопод и реже пелеципод. Из характерных форм можно отметить *Uraloproductus stuckenbergianus* (Krot.), *Anidanthus ex gr. kulikii* (Fred.), *Jakovlevia mammatiformis* (Fred.), *Stenoscisma mutabilis* Tschern., *Neospirifer subfasciger* lich., *N. poststriatus* Nik., *Spiriferella ex gr. saranae* Vern., *Cyrtella kolymaensis* (Tolm.) и др. Мощность свиты, по данным В. И. Устрицкого, превышает 570 м.

Талатинская свита (верхняя часть артинского яруса) обнажена на р. Саа-Яха. Лучшие разрезы вскрываются в верхнем каньоне р. Лиур-Яха и в нижнем каньоне р. Табью. Свита представлена известковистыми песчаниками и алевролитами при преобладании последних. Аргиллиты имеют незначительное распространение. Встречаются редкие прослой глинистых и песчаных известняков. В свите содержатся многочисленные брахиоподы, реже отмечаются пелециподы и мшанки. Характерны брахиоподы *Echinoconchus sterlitamakensis* Step., *Uraloproductus stuckenbergianus* (Krot.), *Krotovia pseudoaculeata* (Krot.), *Jakovlevia mammatiformis* (Fred.), мшанки *Rhombotrypella arbuscula* var. *distincta* Nikif., *Rh. cf. kamajensis* Trizna, *Fenestella aridula* Trizna, *F. cf. cavifera* Sch.-Nest. и *F. ornata* Sch.-Nest. Мощность свиты 450—500 м.

Вышележащая угленосная часть орогенного комплекса была детально изучена по разрезам рек Табью, Нонза-Яха и Ер-Яха (Енцова и др., 1974). В ней выделяются две свиты: табьюская и еряхинская.

Табьюская свита сложена песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и углями. Для верхней части свиты характерно циклическое строение. Во всей свите содержится обильная фауна: брахиоподы,

морские и пресноводные пелециподы, а в нижней части — также мшанки, криноидеи и единичные аммоноидеи. Для свиты характерен «воркутский» комплекс флоры. По флоре табьуская свита сопоставляется с воркутской серией Воркутско-Хальмерьюзского района, причем нижняя ее подсвита (мощностью 400 м) — с лекворкутской свитой, а верхняя (450 м) — с интинской.

Вышележащая еряхинская свита (более 450 м) обнажена в нижнем каньоне р. Ер-Яха. Представлена свита терригенными лагунно-морскими, пресноводно-лагунными и континентальными образованиями (песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли мощностью до 1,0—1,5 м). Характерно циклическое переслаивание пород. Фауна представлена брахиоподами *Lingula orientalis* Gol., единичными *Rhynchopora* ? sp., *Waagenoconcha* sp., морскими пелециподами *Nuculidae*, *Leda* cf. *postinflata* Demb., *Schizodus* sp., *Astartella* sp., *Modiola* sp., *Pleuromya* sp. и многочисленными пресноводными пелециподами. Свита содержит флору «печорского» комплекса. Характерны *Cordaites clericii* Zal., *C.* cf. *sylovaensis* Neub., *Rufioria arta* Zal., *Rufioria synensis* S. Meyen., *Rufioria minima* S. Meyen., *Phylladoderma arberi* Zal., *Rhipidopsis* sp., *Prynadasopteris sylovaensis* Fef., *P. karpovii* Radcz., *P. venusta* Radcz., *Asterotheca* ? *pluriseriata* Fef., *Pecopteris obtusa* Radcz., *Callipteris* sp., *Compsopteris* sp., *Tungussocarpus tychtensis* Zal., *Samaropsis papilionacea* (Dombr.) Neub., *Nucicarpus piniformis* Neub., *Bardocarpus superus* Neub., *Bardocarpus synensis* Dombr. Еряхинская свита по флоре сопоставляется с печорской серией, вероятно, с ее нижней половиной.

Орогенный комплекс левобережья р. Кары по литолого-фациальному составу и строению аналогичен таковому Косью-Роговской и Коротайхинской впадин. Наряду с этим имеются и некоторые отличия, в частности, общая мощность орогенного комплекса здесь заметно сокращается. Так, мощность возрастных аналогов воркутской серии составляет 700—800 м, т. е. в 1,5—2 раза меньше, чем в Воркутско-Хальмерьюзском угленосном районе. Вероятно, такое же сокращение мощностей характерно и для возрастных аналогов печорской серии. Довольно большие мощности приводятся В. И. Устрицким для юньягинской серии, но, возможно, они сильно завышены, как были им завышены мощности угленосной перми (Енцова и др., 1974).

Важной особенностью фациального состава орогенного комплекса левобережья р. Кары является то, что морские слои здесь отмечаются в возрастных аналогах интинской свиты и нижней половины печорской серии, тогда как в более южных Коротайхинской и Косью-Роговской впадинах Предуральского прогиба морские слои обычно «не поднимаются» выше лекворкутской свиты (кунгурского яруса). Таким образом, в орогенном комплексе Карской впадины морская молассовая формация охватывает юньягинскую серию (верхи ассельского, сакмарский и артинский ярусы) и нижнюю подсвиту табьуской свиты (кунгурский ярус), а параличская угленосная формация включает верхнюю подсвиту табьуской свиты (уфимский ярус) и еряхинскую свиту (казанский ярус). Татарский ярус здесь, вероятно, размыт.

Орогенный комплекс, по данным В. С. Енояна (1971) и материалам геологических съемок, в Карской впадине залегает со стратиграфическим несогласием на платформенных карбонатных породах нижнего и среднего карбона. Поэтому зона распространения орогенного комплекса (левобережье р. Кары) не может рассматриваться как периклинальный прогиб, а представляет собой типичную впадину Предуральского краевого прогиба, развитую на платформенном карбонатном основании. Эту впадину Предуральского краевого прогиба предлагается назвать Табьуской по р. Табью, в трех каньонах которой обнажается почти весь орогенный комплекс. А правобережная часть р. Кары, как было показано выше, относится к Уральской миогеосинклиналь-

ной зоне и является гомологом Лемвинской. Ее предлагается назвать Байдарацкой структурно-формационной зоной. Это название дается по Байдарацкой губе, куда впадает ряд мелких рек, в долинах которых обнажается кечпельская свита, а восточнее полосы ее распространения развиты и более древние палеозойские образования миогеосинклиальной зоны Урала. Карская впадина не должна выделяться как структурная единица, так как в тектоническом отношении она представляет собой гетерогенную зону.

Приведенные материалы убедительно свидетельствуют о том, что на Карском побережье отмечается такое же соотношение орогенных и миогеосинклиальных формаций перми, как и в Косью-Роговской впадине и прилегающей к ней с востока Лемвинской структурно-формационной зоне.

Довольно резкий контакт миогеосинклиального и орогенного комплексов перми, как и в более южных районах Приполярного и Полярного Урала, позволяет предполагать, что и на Байдарацком побережье эти два комплекса контактируют по крупному разлому. Возможное местоположение разлома, разделяющего эти две зоны,— низовья р. Кары.

Новые материалы по геологическому строению Карского побережья позволяют однозначно решить вопрос о соотношении Пай-Хоя с Уралом и определить тектоническую природу Пай-Хоя.

Как известно, до сих пор тектоническая природа Пай-Хоя и его соотношение с Уралом разными исследователями трактуются по-разному. Преобладающее большинство исследователей (Пономарев, см. примечание к докладу Войновского-Кригера, 1956; Дедеев, 1958; Волков, 1960; Устрицкий, 1961_{1,2}; Беляков, Белякова, 1961; Варсанюфьева, 1963; Еномян, 1971; Наливкин, 1972, и др.), учитывая плавный поворот структур западного склона Урала к Пай-Хою, вслед за Н. С. Шатским (1935, 1948) считают, что Пай-Хой является виргацией западного склона, либо западного и центрального Урала. При этом В. А. Дедеев и С. Н. Волков показали отличие геологического развития Пай-Хоя от Урала в раннем — среднем палеозое, но тем не менее и они в структурном отношении Пай-Хой рассматривают как виргацию Урала. О. Л. Эйно́р (1946) первоначально считал, что Пай-Хой наложен на структуры Урала и является более молодой (раннеальпийской) складчатой зоной. Однако позднее (см. примечания к докладу Войновского-Кригера, 1956) он отказался от своих представлений и стал считать Пай-Хой виргацией Урала. Ближе всех к истине стоял К. Г. Войновский-Кригер (1956). Он подчеркнул, что история геологического развития Пай-Хоя в течение всего палеозоя, включая и пермский² период, отличалась от уральской. Исходя из этого он полагал, что Пай-Хой является более молодой, «наложенной» на общий седиментационный чехол структурой, сформировавшейся лишь в конце герцинского тектонического цикла.

Приведенные в статье материалы по геологическому строению Табьёвской впадины и Байдарацкой структурно-формационной зоны позволяют однозначно определить тектоническую природу Пай-Хоя. Наличие двух (миогеосинклиального и орогенного) комплексов перми, площадная приуроченность этих комплексов, условия залегания их на подстилающих образованиях и платформенное карбонатное каменноугольное основание орогенного комплекса не оставляют сомнения в том, что на Карском побережье отмечаются точно такие же соотношения орогенного и миогеосинклиального комплексов перми между собой и с подстилающими породами, как и в более южной и хорошо изу-

² В то время хейягинская серия, имеющая триасовый возраст, относилась еще к перми.

ченной Косью-Роговской впадине и прилегающей к ней с востока Лемвинской структурно-формационной зоне. При этом Табьуская впадина является гомологом Косью-Роговской, а Байдарацкая структурно-формационная зона — гомологом Лемвинской зоны.

Платформенные каменноугольные карбонатные образования, окаймляющие с востока Пай-Хой, уже сами по себе свидетельствуют о том, что Пай-Хой является платформенной структурой. Северо-западная часть Пай-Хоя в пермском периоде ограничивала с запада распространение орогенных формаций, и в этом отношении наблюдается аналогия с поднятием Чернышева. Поднятие Чернышева представляет платформенную структуру, заложившуюся на месте глубинного разлома, разграничившего два крупных блока фундамента (Тимонин, 1975). Однако Пай-Хой в отличие от поднятия Чернышева более сложно построенная, более контрастная и широкая структура и поэтому может рассматриваться как «шовная» зона (Хаин, 1973), обособленная так называемым парным (юго-западным и северо-восточным) разломом. Ширина Пай-Хоя вкрест простирания (по подошве пермских терригенных пород) колеблется от 35 до 55 км. Для него характерна интенсивная дислоцированность: породы смяты в складки, нередко опрокинутые к западу, и разбиты многочисленными дизъюнктивами.

В раннем и среднем палеозое в пределах водораздельной части Пай-Хоя отлагались преимущественно глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые и известково-глинистые породы с подчиненными прослоями известняков. Остатки организмов редки, представлены в основном планктоном (Енокян, 1971). Литологический состав, сравнительно небольшая мощность отложений и преимущественно планктонный состав остатков морской фауны указывают на преобладание режима некомпенсированного осадконакопления. Эти отложения, считавшиеся предыдущими исследователями миогеосинклинальными образованиями, в соответствии с новыми геологическими данными с полным основанием могут быть отнесены к осадкам внутриплатформенных грабенообразных прогибов. Отсюда становится понятным отсутствие на Пай-Хое эвгеосинклинальной зоны.

Пай-Хой несомненно является родственной такой платформенной структуре, как Печоро-Кожвинский авлакоген, но тем не менее история геологического развития этих структур в раннем и среднем палеозое имеет значительные отличия, на что, в частности, указывает существенное различие литологического состава и мощности отложений соответствующего возраста (до 2000—2500 м на Пай-Хое и до 7000 м в южных и центральных районах Печоро-Кожвинского авлакогена). Сокращенные мощности и преимущественно глинистый, кремнисто-глинистый, углисто-глинистый и известково-глинистый состав ниже- и среднепалеозойских пород Пай-Хоя указывают на значительное сходство формаций Пай-Хойского платформенного грабенообразного прогиба и Лемвинской структурно-формационной миогеосинклинальной зоны западного склона Урала, что подмечалось почти всеми исследователями Пай-Хоя. С этих позиций Пай-Хой вполне можно рассматривать как интракратонную геосинклиналь. Пай-Хойская интракратонная геосинклиналь отличается от Лемвинской зоны Урала более слабым проявлением магматических процессов, менее интенсивным вторичным преобразованием и более слабой дислоцированностью пород. Так, на Пай-Хое, по данным В. И. Силаева (1976), степень изменения ордовикских пород соответствует интервалу «глубинный катагенез — начальный метаморфизм», тогда как в Лемвинской структурно-формационной зоне ордовикские глинистые породы метаморфизованы до филлитов.

Пластообразные тела (силлы) диабазов и габбро-диабазов, содержащиеся в ордовикско-среднедевонском карбонатно-терригенном комплексе Пай-Хоя, по своим петрохимическим и морфоструктурным осо-

бенностям сходны с интрузивными фациями траппового магматизма древних платформ (Заборин, 1976). В отличие от этого в Лемвинской зоне Урала пласты трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов и их туфов, содержащиеся в пагинской свите (средний девон), сходны по химическому составу с аналогичными породами среднедевонского возраста, распространенными в эвгеосинклинальной зоне Южного Урала (Водолазский, Петров, 1976). Эти данные еще раз подтверждают правильность отнесения Пай-Хоя к разряду интракратонных геосинклиналей.

Современная Пай-Хойская структура — это крупный, широкий инверсионный вал, возникший на месте ранне- и среднепалеозойской интракратонной геосинклинали. Соотношение Пай-Хоя с Уралом в общем виде аналогично соотношению с Уралом такой платформенной структуры, как Печоро-Кожвинский вал. При приближении к Уралу локальные структуры Печоро-Кожвинского вала постепенно сближаются с уральскими по морфологии и простиранию (Пучков, 1975₂). Структуры здесь становятся более контрастными, увеличивается крутизна крыльев и происходит плавный поворот от северо-западных простираний к субмеридиональным (уральским). Таким образом, плавный поворот структур от Урала к Пай-Хою не может являться доказательством виргации Урала. Такое разворачивание структур обусловлено двумя основными причинами: 1) одновременностью складкообразования на западном склоне Урала, в Предуральском прогибе и в грабенообразных прогибах северо-востока Восточно-Европейской платформы и 2) наличием глубинных разломов древнего (байкальского) заложения, ограничивавших на протяжении всей истории геологического развития Печоро-Кожвинский вал и Пай-Хой. Именно вдоль этих разломов происходил разворот структур с субмеридионального (уральского) простирания на северо-западное. Глубинные разломы при этом служили барьерами, через которые не «перешагивали» складки, а разворачивались вдоль них.

Печоро-Кожвинский, Пай-Хойский нижне- и среднепалеозойские грабенообразные прогибы и другие аналогичные линейные структуры северо-востока Восточно-Европейской платформы и севера Предуральского прогиба в ранней перми вступают в инверсионную стадию развития. Инверсионные движения здесь явились непосредственным отражением начала орогенного развития Уральской геосинклинали. Наиболее интенсивные инверсионные движения структур краевого прогиба и платформы произошли в конце перми и раннем триасе (блоковые подвижки по разломам) и в конце триаса — ранней юре (интенсивные раннекимммерийские складкообразовательные движения, венчающие герцинский тектогенез).

Миогеосинклинальный комплекс перми Байдарацкого побережья и общее простирание Байдарацкой структурно-формационной зоны позволяют также определить позицию северной части Полярного Урала. В настоящее время существует несколько точек зрения по этому вопросу.

Д. В. Наливкин (1933, 1972) и В. А. Дедеев (1958) полагают, что северная часть Полярного Урала дихотомирует, и в результате западная ее ветвь идет на Пай-Хой, а восточная — на Таймыр. Н. С. Шатский (1935) считал, что складки Полярного Урала продолжаются на Пай-Хое. По мнению А. В. Хабакова (1945₂), К. Г. Войновского-Кригера (1961), Н. П. Хераскова (1963) и А. С. Перфильева (1968), Полярный Урал в субмеридиональном направлении следует к берегам Байдарацкой губы, а затем приобретает северо-западное (пай-хойское) простирание.

Приуроченность миогеосинклинальной зоны севера Полярного Урала к правобережью р. Кары и отчетливое северо-западное простирание (по магнитному азимуту 300—330°) как самой зоны, так и отдельных

структур в ее пределах позволяет считать, что и эвгеосинклинальная зона Урала протягивается в этом же направлении. На такие именно простирания указывает зона полосовых магнитных аномалий восточного склона Урала, прослеживаемая в акватории Байдарачкой губы в северо-западном направлении (Еномян, 1971).

Таким образом, новые геологические материалы по крайнему северу Приуралья позволили выявить, что Пай-Хой является крупным и сложным валом, возникшим в результате инверсии интракратонной геосинклинали. К востоку от Пай-Хоя в левобережье р. Кары (в Табь-юской впадине) карбонатные платформенные образования подстилают орогенный комплекс перми. Эти данные позволяют по-новому подойти к оценке перспектив нефтегазоносности Табь-юской впадины и Пай-Хоя. На ныне существующих картах (Карта газоносности СССР, 1973; Карта нефтегазоносности СССР, 1976) в соответствии с имеющимися представлениями о тектонике рассматриваемого района бесперспективная в отношении нефтегазоносности зона Урала протягивается в Табь-юскую впадину и на Пай-Хой. Новые материалы по геологии Пай-Хоя и прилегающих к нему с востока площадей обязывают пересмотреть существующие представления о перспективах нефтегазоносности этой территории.

Литература

- Беляков Л. Н., Белякова Л. Т. Некоторые черты геологического строения района сочленения Урала и Пай-Хоя.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Варсановцева В. А. Тектоника. Урал, Пай-Хой, Тиман и Печорская низменность.— В кн.: Геология СССР, т. 2, ч. I. Геологическое строение. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Водолазский А. И., Петров В. Ф. Девонские отложения Лемвинской структурно-формационной зоны Полярного Урала.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, № 8. Сыктывкар, Коми кн. изд-во, 1976.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, 1945, № 6.
- Войновский-Кригер К. Г. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна.— Тр. лабор. геол. угля, вып. VI. Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Войновский-Кригер К. Г. К вопросу о строении северной оконечности Полярного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4.
- Волков С. Н. К вопросу о взаимоотношении Урала, Пай-Хоя и Таймыра.— Тр. ВСЕГЕИ. Материалы годичной сессии ученого совета по результатам работ 1960 г. Аннотации докладов. Л., 1963, т. 92.
- Дедеев В. А. Взаимоотношения Полярного Урала с соседними складчатыми областями.— Тр. ВНИГРИ, 1958, вып. 126. Л., Гостоптехиздат.
- Еномян В. С. Палеозойские отложения и история геологического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач. Автореферат канд. дис., МГРИ, 1971.
- Енцова Ф. И., Хайцер Л. Л., Домбровская Х. Р., Гуськов В. А., Пухонто С. К., Мултанова В. С. Стратиграфия угленосных пермских отложений Карской мегасинклинали.— В сб.: Нижнепермские отложения. Тезисы докл. совещания по нижнепермским отложениям 25—30 августа 1974 г., Изд-во Пермского гос. ун-та, 1974.
- Заборин О. В. Дифференцированная интрузия габбронидов в верховьях р. Хэнгур-Ю на Пай-Хое.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, № 8. Сыктывкар, Коми кн. изд-во, 1976.
- Наливкин Д. В. Геологические районы СССР.— В сб.: Проблемы советской геологии, 1933, № 1.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Уральской геосинклинали в палеозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М., «Наука», 1968.
- Пучков В. Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи.— В сб.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1975.
- Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л., «Наука», 1975.
- Силаев В. И. Литогенез ордовикских пород центрального Пай-Хоя.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, № 8. Сыктывкар, Коми кн. изд-во, 1976.
- Тимохин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л., «Наука», 1975.

- Устрицкий В. И.* О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала.— Тр. НИИГА, т. 123. Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л., 1961, вып. 16.
- Устрицкий В. И.* Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала.— Тр. НИИГА, т. 125. Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л., 1961, вып. 17.
- Хабаков А. В.* Геологическое строение Карского побережья северо-восточного Пай-Хоя.— Тр. горно-геологического управления, 1945, вып. 20.
- Хабаков А. В.* Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями.— Тр. горно-геологического управления, 1945, вып. 15.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Херасков Н. П.* Принципы составления тектонических карт на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 91. М., «Наука», 1963.
- Шатский Н. С.* О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С.* О взаимоотношениях Урала с Пай-Хоем.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 1.
- Эйнон О. Л.* Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя.— В сб.: Материалы Всесоюзного научно-исследовательского геологического института. Общая серия, сб. 7. М.— Л., Госгеолиздат, 1946.

ВНИИГаз
Комфилиал
Ухта

Статья поступила
16 января 1980 г.

УДК 551.243.4 (234.9)

Б. М. ИСАЕВ, Т. Г. ГАДЖИЕВ,
С. А. АЛИ-ЗАДЕ, Т. Н. КЕНГЕРЛИ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

В пределах Юго-Восточного Кавказа четко устанавливаются два этапа образования шарьяжей: ранне-среднемеловой и миоценовый. Отмечается широкое развитие тектонических покровов и олистостромовых комплексов ранне-среднемелового этапа, которые играют важную роль в современной структуре многоантиклинали Бокового хребта. Дается описание внутреннего строения и взаимоотношения выделенных здесь автохтонного, аллохтонного и неавтохтонного комплексов. Указывается на более широкое развитие в пределах региона тектонических покровов миоценового этапа.

ВВЕДЕНИЕ

Горное сооружение Большого Кавказа, являющееся составной частью Альпийско-Гималайской складчатой системы, рассматривалось многими исследователями как структура, характеризующаяся относительно простым строением. Разнообразие и богатство тектонических форм как докембрийского и палеозойского ядра, так и образований мезозоя — кайнозоя центральных и периферийных зон, установленные исследованиями последних лет, резко изменили существующие представления и позволили отнести Большой Кавказ к наиболее сильно дислоцированным альпинотипным сооружениям. Ярким примером может служить его юго-восточный сегмент, в пределах которого авторами на протяжении ряда лет проводились детальные исследования. Результаты последних дали качественно новый материал, выявив широкое развитие тектонических покровов и олистостромовых комплексов.

Если в геологической литературе о складчато-шарьяжном характере строения Юго-Восточного Кавказа имеются весьма скудные и отрывочные данные, то наличие здесь олистостромовых комплексов никем не отмечалось.

Первые сведения о тектонических покровах на Большом Кавказе относятся к началу нашего столетия, когда К. И. Богдановичем (1906) были высказаны предположения о «привозном», бескорневом характере верхнеюрских известняков Шагдаг-Бешбармакской зоны Юго-Восточного Кавказа. В последующем о наличии покровных структур в различных районах горного сооружения указывалось в работах А. Н. Рябинина (1911), В. П. Ренгартена (1924, 1932, 1941), Н. Б. Вассоевича (1930, 1933, 1940) и др.

Крупные шарьяжные перекрытия в пределах Юго-Восточного Кавказа, точнее на его южном склоне, впервые были выделены Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Хаиним (1940), которые оконтурили Баскальский гравитационный тектонический покров в горах Лагича и предполагали наличие под более молодыми отложениями Алазано-Агричайского прогиба «сходных по масштабу, если не более грандиозных, покровных об-

разований». Сведения о Баскальской системе гравитационных покровов с подробным анализом их геологического строения имеются также в последующих работах А. Н. Соловкина (1945), В. Е. Хаина (1950, 1952), И. А. Воскресенского (1958), И. А. Воскресенского, В. Е. Хаина, А. М. Шурыгина (1963), Б. В. Григорянца, Б. М. Исаева (1968).

В начале 50-х годов А. Н. Шарданов и М. Ф. Молчанов (1954) по материалам картировочно-разведочного бурения выделили несколько восточнее гор Лагича вторую систему гравитационных покровов — Астраханскую.

Последующие исследования А. В. Вихерта, Н. Б. Лебедевой, В. И. Башилова (1966), М. Ф. Мирчинка, А. М. Шурыгина (1972) не только подтвердили наличие покровных пластин на южном склоне Юго-Восточного Кавказа, но и дополнили их число.

Следует отметить, что большинством авторов отмечалось сравнительно ограниченное развитие горизонтальных тектонических перекрытий, а некоторые исследователи оспаривали их наличие (Сорский, Кириллова, 1954; Исмаилов, 1957). Однако исследования последних лет убедительно показывают, что шарьяжная тектоника свойственна всему горному сооружению Большого Кавказа (Ажгирей и др., 1976; П. Д. и И. П. Гамкрелидзе, 1977, и др.).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Юго-Восточный Кавказ сложен комплексом пород — от среднеюрских до третичных и имеет, как все горные сооружения, ступенчатоблоковое строение. Тектонические ступени, соответствующие отдельным структурно-формационным зонам, осложнены серией поперечных разломов, ограничивающих опущенные и поднятые блоки. В отдельных случаях подвижки вдоль них способствуют зарождению более молодых наложенных структур. Сочленение продольных ступеней происходит по долгоживущим глубинным разломам или их чешуям, которые часто играют также роль корневых зон шарьяжей.

На территории рассматриваемого сегмента выделяются три структурные единицы первого порядка (с севера на юг): 1 — миогеоантиклиналь Бокового хребта, 2 — эвгеосинклиальный трог южного склона (Главного хребта) и 3 — Кахетино-Вандамская вулканогенная геоантиклиналь (рис. 1). При этом каждая из них имела собственные тенденции развития.

Эвгеосинклиальный трог южного склона как наиболее погруженная часть первичного геосинклиального прогиба контролируется Главным Кавказским глубинным разломом и его апофизами, являющимися подводными каналами для начального геосинклиального магматизма. В результате в ранне-среднеюрское время здесь накапливались мощные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники в сочетании (в низах разреза) с образованиями диабаз-порфирит-спилитовой и альбито-фириковой формаций. В дальнейшем, вплоть до периода общего воздымания горного сооружения Большого Кавказа в раннеорогенную стадию тектогенеза, зона эвгеосинклиального трога южного склона развивалась в условиях унаследованного прогибания, о чем свидетельствуют максимальные мощности и наиболее полный стратиграфический разрез образований верхней юры и мела.

Зоны Бокового хребта и Кахетино-Вандамская в начальный период развития геосинклиального прогиба представляли собой соответственно северный и южный борта последнего, являясь относительно поднятыми ступенями с миогеосинклиальным характером седиментации (опесчаненность и сокращенная мощность отложений, отсутствие продуктов начального магматизма и т. д.). Последующее развитие зоны Бокового хребта обнаруживает явно геоантиклинальные тенденции, ха-

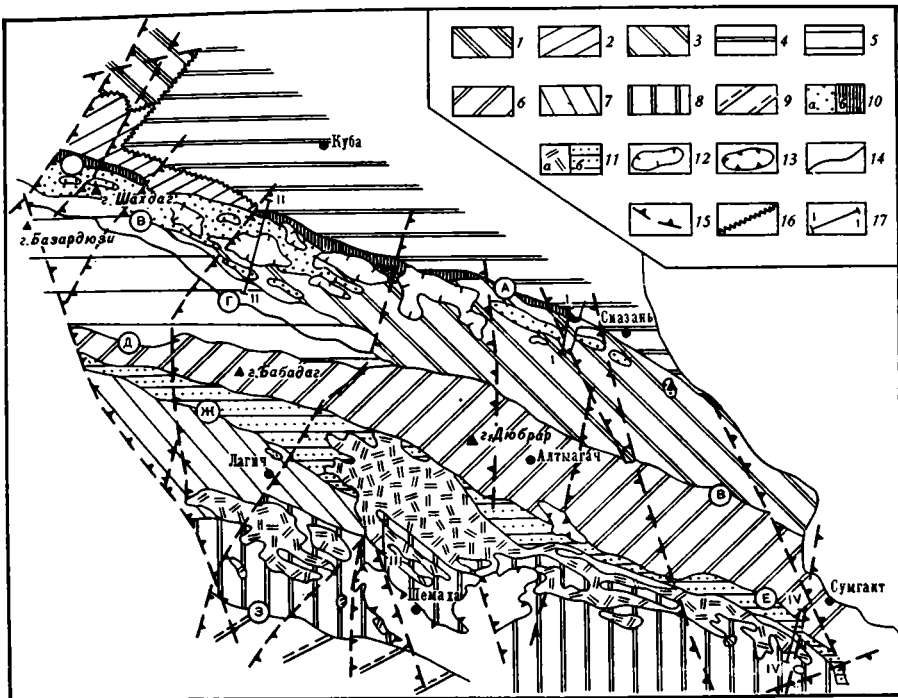


Рис. 1. Тектоническая схема Юго-Восточного Кавказа. Составили Б. М. Исаев, Т. Н. Кенгерли

Миогеоантиклиналь Бокового хребта: 1 — Усухчай-Таирджальская поднятая ступень, полная складчатость (песчаники и аргиллиты нижней — средней юры); 2 — Судурская переходная ступень, промежуточная складчатость (известняки верхней юры — неокома, местами перекрыты породами верхнего мела и палеогена — неогена); 3 — Шахдаг-Хизинская опущенная ступень (автохтонный комплекс), промежуточная складчатость (глинисто-карбонатные толщи мела, в ядрах гребневидных антиклиналей терригенные образования средней — верхней юры); 4 — Кусарская опущенная ступень, промежуточная и прерывистая складчатость (континентально-морская моласса неогена с выходами вдоль южного борта глинисто-карбонатных образований верхнего мела — палеогена). Эвгеосинклинальный трог южного склона (Главного хребта): 5 — Тфанская поднятая ступень, полная складчатость (песчаники и аргиллиты юры); 6 — Закатало-Ковдаг-Сумгайтская опущенная ступень, полная и промежуточная складчатость (терригенно-карбонатные образования мела и палеоген — неогена). Кахетино-Вандамская вулканогенная геоантиклиналь: 7 — Белокано-Вандамская поднятая ступень (автохтонный комплекс), промежуточная складчатость (глинисто-карбонатные толщи неокома и терригенно-вулканомиктовые образования среднего — верхнего мела, на восточном окончании развита тонкая моласса верхнего палеогена); 8 — Шемахино-Джейранкечмазская опущенная ступень (автохтонный комплекс), промежуточная складчатость (терригенные образования палеогена и континентально-морская моласса неогена с примесью продуктов грязевого вулканизма). Куринская плита: 9 — Нижнекуринская ступень, прерывистая складчатость (четвертичная континентально-морская моласса). Шарьяжные комплексы: 10 — Шахдаг-Бешбармакский — продукт ранне-среднемелового этапа тектогенеза (а — аллохтонный комплекс; б — корневая зона); 11 — Баскал-Перикишкюльский — продукт миоценового этапа тектогенеза (а — аллохтонный комплекс; б — корневая зона). Нео-автохтонный комплекс: 12 — чашеобразные синклинали верхнего турона — дата; 13 — широкие синклинали понта и более молодых слоев. Разрывные нарушения: 14 — взбросо-надвиги общекавказского простирания (А — Самур-Сиазанский; Б — Казмакрызский; В — Шахдаг-Гермианский; Г — Главный Кавказский; Д — Малкамудский; Е — Занги-Козлучайский; Ж — Кайнарский; З — Ленгебизский); 15 — сбросодвиги антикавказского простирания. 16 — границы ступеней (там, где они не совпадают с разрывами). 17 — линии профилей

рактируемые, в частности, неоднократными перерывами в осадконакоплении, несогласиями, широким развитием рифогенно-известняковых формаций, сокращенными мощностями отдельных стратиграфических подразделений и пр.

Кахетино-Вандамская зона с начала байосского времени приобретает островодужный характер развития — исключительно интенсивная магматическая деятельность, сопровождаемая общим поднятием, приводит к накоплению мощной вулканогенно-осадочной толщи байосского возраста и осушению территории к началу бата. Дальнейшее развитие зоны также определяется унаследованностью, имея геоантиклинальный характер.

Каждая из описанных выше крупных структурных единиц в свою очередь распадается на ряд продольных ступеней более высокого порядка (см. рис. 1), последовательно надвинутых на каждую более южную ступень. Последнее способствовало образованию аллохтонных пластин, четко выделяемых на площадях широкого развития автохтонных масс и совместно нивелируемых неоавтохтонными комплексами пород.

Нами в пределах Юго-Восточного Кавказа устанавливаются два возрастных интервала образования шарьяжей и олистостермовых комплексов: ранне-среднемеловой, к которому относятся впервые выделяемые шарьяжи Шахдаг-Бешбармакской зоны, и миоценовый, включающий Баскальскую и Астраханскую системы тектонических покровов.

РАННЕ-СРЕДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Шахдаг-Хизинский автохтонный комплекс соответствует одноименной тектонической зоне (ступени) миогеоантиклинали Бокового хребта, являясь крайне южным структурным элементом последней и располагаясь в зоне ее сочленения с эвгеосинклинальным трогом южного склона. Ступень представляет собой узкую вытянутую структуру, прослеживающуюся на 170—180 км от меридиана р. Усучай на северо-западе до Каспийского побережья на юго-востоке. Ширина ступени обычно около 15 км, сокращается на крайнем западе до 5 км. В целом ступень имеет синклинальное строение и отвечает выделяемому здесь Шахдаг-Хизинскому синклинорию (Хаин, Шарданов, 1957; Григорянц, 1962; Геология СССР, 1972).

Внутри автохтонного комплекса выделяются три литолого-фациальные группы пород различного возраста — среднеюрская, верхнеюрская и нижнемеловая. Юрские образования обнажаются в замках кулисообразно расположенных гребневидных брахиантиклиналей с погружающимися юго-западными крыльями, которые выделяются на фоне преобладающего пологого северо-восточного наклона отложений неокома. Контакты между этими тремя литолого-стратиграфическими группами пород часто тектонические, однако на площадях развития нормальной стратиграфической последовательности отложений наблюдается трансгрессивное перекрытие каждого нижележащего осадочного комплекса вышележащим с базальными конгломератами в основании.

Среднеюрские образования (аален — байос), слагающие нижнюю часть автохтонного комплекса, представлены чередованием аргиллитов и песчаников раннеальпийского основания Бокового хребта, видимая мощность которых не превышает 400—450 м.

Среднюю часть автохтонного комплекса образует формация терригенного флиша верхней юры (видимой мощностью 800—850 м), представленная чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников и аргиллитов. Господство в составе обломочного материала известняковых галек указывает на то, что область древнего сноса являлась расположенная на севере Судурская зона.

Наконец, верхнюю часть автохтонного комплекса слагают образования неокома, подразделяющиеся на две толщи — карбонатно-терригенную флишевую и глинистую. Флишевая толща берриаса — валанжина начинается базальными конгломерато-брекчиями, залегающими на различных горизонтах средней — верхней юры. На границе валанжина

и готерива наблюдается постепенный согласный переход к известковистым глинам с редкими пропластками известняков и мергелей. Глинистая толща охватывает весь последующий интервал нижнего мела, включая апт.

Отличительной чертой верхнего, неокомского комплекса является наличие многочисленных олистостромовых горизонтов и олистолитов верхнеюрских известняков судурской фации, представляющих собой продукты разрушения продвигавшихся на юг, в область Шахдаг-Хизинского флишевого прогиба, аллохтонных масс. Олистостромы представляют собой мощные свалы хаотически расположенных, несортированных, в большинстве случаев плохо окатанных галек и валунов, глыб и небольших блоков, представленных в основном теми же компетентными верхнеюрскими известняками, что и тектонические покровы. В резко подчиненном количестве встречаются образования вмещающие толщ с цементирующим карбонатно-глинистым материалом. Олистолиты представляют собой отдельные обломки, валуны, глыбы и блоки тех же известняков либо мелкие фрагменты конгломерато-брекчий, отщепившиеся от олистостромов, которыми «замусорена» толща автохтона.

Таким образом, олистостромы и олистолиты слагают хаотический седиментационный комплекс, сформировавшийся из подводно-оползневых каменно-грязевых потоков, транспортированных в южном направлении по склону Шахдаг-Хизинской нижнемеловой депрессии и захороненных в осадках неокома. В общем представляя собой олистостромовую толщу, верхняя часть автохтонного комплекса характеризуется возрастанием массы грубообломочного материала к северу, в направлении корней аллохтона, и приобретает вид дикого флиша, выделяемого на Юго-Восточном Кавказе как нардаранская свита (по наименованию Нардаранского ущелья, где обнажается наиболее характерный разрез) и относимого в основном к верхам валанжина — готериву. Здесь олистостромовые горизонты образуют довольно частые прослои и линзы мощностью до 5—6 м в чередовании с глинами, песчаниками, мергелями и известняками. При этом северный край автохтона отличается более напряженной тектоникой, отражающейся в его сложном чешуйчато-надвиговом строении, что наиболее четко фиксируется в долине р. Гильгильчай, в районе сел. Дашлы Джалган, где между образованиями автохтона и аллохтона обнажается полоса сильно тектонически переработанных отложений — от среднеюрских до баррем-аптских включительно. Последние слагают отдельные тектонические чешуи и блоки, надвинутые последовательно с северо-востока на юго-запад (рис. 2).

Характерно строение и положение в разрезе наиболее верхней тектонической чешуи, непосредственно подстилающей аллохтонную пластину и имеющей в основании мощный олистостромовый горизонт. В разрезе р. Гильгильчай олистостром, представленный конгломерато-брекчиями верхнеюрских известняков (*Millericrinus* sp. ex, gr. *granulosus* Etallon, *Ostrea* sp. ind., келловей — нижний оксфорд, выжат по крутопадающему на север взброснадвику и, коленообразно изгибаясь, перекрывает фаунистически охарактеризованные (Вассович, 1938) гофрированные глины и мергели валанжин — готерива. В стратиграфически выше расположенной толще (до 400 м) отмечается еще целый ряд более мелких линз и горизонтов олистостромов и многочисленных обломков и валунов известняковых олистолитов. При этом мощность нижнего олистострома в направлении тектонического перемещения возрастает, и во фронтальной части наблюдается очень крупный плитообразный олистолит, представленный известняковым моноблоком. При мощности 100 м и ширине 800 м блок прослеживается до 8—10 км, причем известняки по краям блока раздроблены, имея конгломерато-брекчиевый облик.

Амплитуда надвига достигает 1,5 км, и далее олистостромовая толща накладывается на антиклинальную складку следующего на юго-восток блока, сложенную в ядре чередованием пакетов, песчаников и аргиллитов средней юры. В ущелье Чархана, расположенном в 10 км на юго-восток от р. Гильгильчай, в результате полного размыва перекрывающего блока обнажается ядро той же антиклинали, но сложенное зеленовато-серыми глинами готерива — баррема. В то же время в северо-западном направлении данная чешуя полностью перекрывается известняками Чирахкалинского аллохтона.

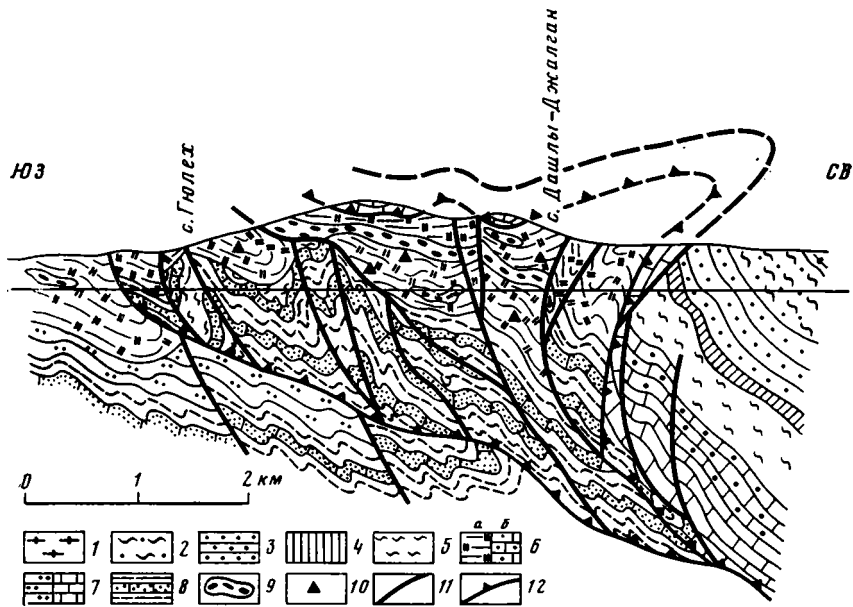


Рис. 2. Профиль по р. Гирдыманчай (I—I). Составили Б. М. Исаев, Т. Н. Кенгерли

1 — плиоцен: глины, песчаники, галечники; 2 — средний — верхний миоцен: известняки, песчаники, глины; 3 — олигоцен — нижний миоцен: глины, пески, песчаники; 4 — палеоцен — эоцен: глины, мергели, пески; 5 — верхний мел: базальные конгломераты, глины, песчаники, мергели, известняки; 6 — нижний мел: а — карбонатно-терригенный флиш, глины; б — карбонатный флиш; 7 — верхняя юра: а — терригенный флиш; б — рифогенные известняки; 8 — средняя юра: аргиллиты, песчаники; 9 — олистостромы: глыбовые конгломераты, конгломерато-брекчии; 10 — крупные олистолиты; 11 — разломы; 12 — крупные надвиги

Олистостромы и отдельные олистолиты наблюдаются в толщах неокома и далее на северо-запад (в районе селений Атуч, Ручук, долинах рек Вельвеличай и Карачай), концентрируясь в основном по северному краю автохтонного комплекса.

Однако отдельные каменно-грязевые потоки транспортировались по дну седиментационного бассейна достаточно далеко, и на современном эрозионном срезе мы наблюдаем единичные олистостромы и олистолиты даже у южного края Шахдаг-Хизинского автохтона. В частности, мощный олистостромовый горизонт вскрывается в глубоком врезе р. Назирчай (правый приток р. Карачай), где карбонатно-терригенный флиш валанжина по Шахдаг-Гермианскому разлому тектонически контактирует со средней юрой Тфанской зоны. При крутом (55—60°) моноклинальном падении на север мощность валанжина достигает 110 м, после чего в разрезе появляются мощные конгломерато-брекчии олистостромового горизонта (до 100 м), сменяющиеся выше темными зеленоватыми глинами готерива. По простиранию олистостром прослежива-

ется на 3,5—4,0 км. Небольшой линзообразный олистостром протяженностью до 500 м и до 25 м в поперечнике фиксируется в глинистых толщах готерива близ родника Гамгам по правобережью р. Назирчай. В составе валанжинского флиша, как, например, в урочище Пиргамгам, заключены крупные (первые метры в поперечнике) экзотические глыбы верхнеюрских известняков.

Таким образом, анализируя пространственное размещение хаотических грубообломочных масс в разрезе верхней части автохтонного комплекса, можно прийти к заключению, что массовое образование олистостромов и олистолитов началось в конце валанжина и продолжалось в течение всего раннего мела, вплоть до позднего апта.

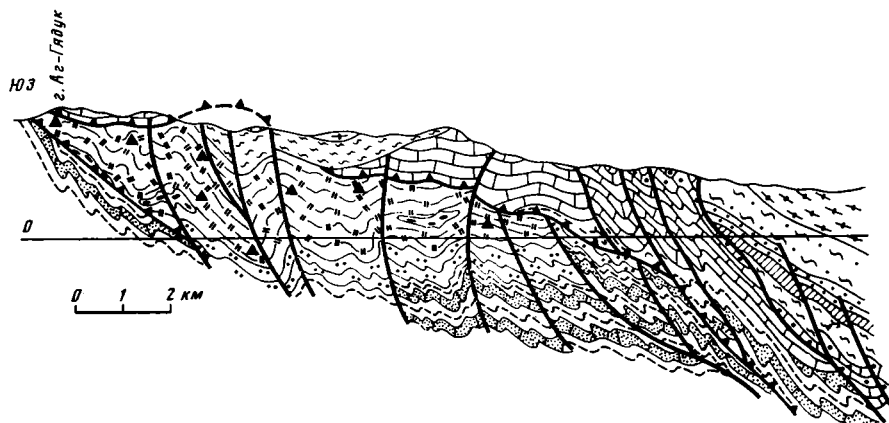


Рис. 3. Профиль горы Аг-Гядук — р. Кудиалчай (II—II). Составили Б. М. Исаев, Т. Н. Кенгерли
Усл. обозн. см. рис. 2

Шахдаг-Бешбармакский аллохтонный комплекс. Аллохтонные пластины «судурских» известняков наложены на карбонатно-терригенную флишевую и глинистую серии неокома Шахдаг-Хизинского автохтона от меридиана р. Усучай на западе до нижнего течения р. Тугчай на востоке, совместно образуя крупный шарьяжный комплекс. Аллохтон сложен массивными, сильно кремнистыми, часто брекчированными, органогенно-обломочными и рифовыми мраморизованными известняками верхней юры (оксфорд — титон), редко неокома судурской фации, часто достигающими мощности 800—900 м.

Внутренняя структура шарьяжного комплекса наиболее полно отражена в разрезе р. Кудиалчай, где наблюдаются все четыре характерных элемента первичного шарьяжа (Ажгирей, 1977): 1 — корневая зона, представляющая собой зону Самур-Сиазанского глубинного разлома, откуда выжаты аллохтонные массы; 2 — радикальная (близкорневая) часть, где известняки аллохтона смяты в ряд складок, но в общей конфигурации образуют коленчатый изгиб; 3 — щитовая часть, являющаяся собственно шарьяжным покровом и представляющая собой пологую волнообразную пластину синклинального строения; 4 — лобовая часть, выраженная в виде отвесного уступа со следами обрушения и часто с тектонической брекчией (меланж) в основании (рис. 3).

Амплитуда тектонического перекрытия нижнемеловых образований Шахдаг-Хизинского автохтона достигает здесь 7—10 км, и в лобовой части шарьяж наложен на глины готерива и баррема, что отчетливо фиксируется по долинам рек Кудиалчай (сел. Кялейхудат), Агчай (селения Алик, Джек). Толщи неокома несколько гофрированы, но в общем моноклинально, довольно полого (35—50°) падают на северо-вос-

ток по всей протяженности и фаунистически охарактеризованы (Хаин, Шарданов, 1957; Геология СССР, 1972). Шарьяж от р. Кудиалчай прослеживается как на северо-запад, образуя Кызылкаинский и, вероятно, Шахдагский массивы, так и на юго-восток, вплоть до его трансгрессивного перекрытия верхнемеловыми образованиями Чульгязидагской синклинали.

В результате последующего разрушения и размыва его различных частей восточнее меридиана р. Кудиалчай первичный шарьяж распался на ряд крупных и мелких покровных пластин и породы автохтона обнажаются на современном эрозионном срезе в глубоких срезах рек, ущелий, логов и в тектонических окнах. Для четкого представления о строении аллохтонного комплекса и его взаимоотношении с автохтоном ниже приводится описание крупных покровных пластин и рассматриваются отдельные фрагменты строения первичного шарьяжа.

Разрушающее воздействие денудационных процессов на лобовую и шитовую части первичного шарьяжа способствовало сокращению занимаемой им площади с сохранением перед фронтом разномасштабных останцев в виде отдельных покровных пластин либо огромных клиппов (Аг-Гядукский, Сюхюбский, Джекский покровы). Разрушение отдельных отрезков радикальной части также привело к обособлению аллохтонных масс (Чирахкалинский покров).

Аг-Гядукский покров (см. рис. 3) занимает площадь 7,5—8,0 км², имеет изометричное строение и слагает привершинную часть горы Аг-Гядук. На склонах под покровом отчетливо фиксируются образования готерив—апта, которые в общем моноклиально под углами 40—60° погружаются на северо-восток. Средняя мощность покровной пластины колеблется в пределах 80—150 м, и вся она в общем имеет пологое северо-восточное падение (25—30°). Такая же, но более мелкая покровная пластина (Джекская) расположена в междуречье Кудиалчай—Агчай. Небольшой клипп расположен в самом селении, и на его плоской поверхности расположено несколько хозяйств.

Сюхюбский покров расположен севернее сел. Сюхюб по правобережью р. Карачай. О происхождении «Сюхюбского утеса», являющегося составной частью покрова, существуют различные мнения. Так, В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1957), предполагая коренное залегание утеса, считали его древней кордильерой, существовавшей на протяжении всего мелового времени. Б. В. Григорянц и А. М. Шурыгин (1961) представляли утес огромным обломком верхнеюрских известняков, включенным в толщу более молодых пород. В действительности Сюхюбский утес и расположенная несколько восточнее более крупная тектоническая пластина (объединенные нами в единый Сюхюбский покров) отторгнуты в результате денудации от первичного шарьяжа, располагаясь в его фронтальной части¹. Размеры Сюхюбского утеса 1,2 × 0,5 км, а восточной пластины 1,5 × 3,0 км. В промоине между ними, а также по фронту и в тылу обнажаются глины баррем — апта, моноклиально погружающиеся на север.

Чирахкалинский покров, слагая господствующие высоты рельефа Тенги-Бешбармакского передового хребта, является юго-восточной составной частью аллохтонного комплекса и прослеживается на 20—25 км от ущелья Чархана к северо-западу до верховьев р. Дивичичай, где в результате общего погружения структур перекрывается верхнемеловыми толщами Афурджинской мульды. Амплитуда тектонического перекрытия достигает 3,0—3,5 км, а мощность пластины составляет 550—850 м. В целом имея пологое чашеобразное строение при некоторой волнистости подошвы, своей лобовой частью она накладывается на

¹ Аналогичную структурную форму образуют известняки горы Бешбармак, сохранившиеся как крайне юго-восточный элемент описываемого покрова на суше.

глины готерив-баррема, которые имеют повсеместно северо-восточное (под аллохтонную пластину) падение. Радикальная (близкорневая) часть покрова размыта, вследствие чего на доступных для наблюдения участках обнажаются валанжин-барремские известняки, мергели и глины автохтона. Доказательством тому, в частности, может служить разрез, изученный нами вдоль дороги, спускающейся к сел. Мешриф под крепостью Чирахкала. Здесь, в ложбине, образовавшейся по осевой части хребта в результате размыва покровной пластины, в основании последней обнажаются темно-серые, зеленоватые глины готерива мощностью до 50—60 м, ниже которых фиксируется флишевое чередование светлых, зеленоватых известковистых глин, песчанистых известняков и мергелей. В последних нами собрана фауна аммонитов и аптих (*Bergiasella* sp. ind., *Punctaptychus imbricatus* Meyer), отнесенная к нижнему валанжину (берриасу). Вся описанная толща полого (30—45°) погружается на юго-запад, под подошву покрова. Аналогичные разрезы наблюдаются в обоих по простиранию аллохтона направлениях. Однако большая залесенность и мощный делювий не позволяют точно определить местоположение корневой зоны и установить ее взаимоотношение с автохтонными чешуями и аллохтонными известняками.

Характерной чертой строения аллохтонного комплекса является наличие непосредственно во фронтальной части либо в подошве покровных пластин хаотического комплекса пород, напоминающего олистостромы. Идентичные образования слагают протяженные изометричные тела конгломерато-брекчий среди автохтонных толщ на некотором удалении перед фронтом шарьяжей. Все они являются составной частью шарьяжного комплекса, отличаясь интенсивной раздробленностью и беспорядочностью расположения материала. Процессы обрушения лобовой части покрова и захоронения обломков в подошве шарьяжа в результате длительного горизонтального движения при высоком давлении со стороны перекрывающих аллохтонных масс привели к интенсивному перемешиванию аллохтонного материала с породами автохтона, перетертыми в «муку» или мелкую крошку под воздействием подошвы аллохтона. Таким образом, по своей сущности, происхождению и структурному положению эти хаотические образования отличаются от конседиментационных олистостромов, хотя внешне похожи на них, и в данном случае можно говорить о чисто тектоническом осадочном меланже.

Зона тектонически меланжированных пород во фронтальной части Сюхюбского утеса характеризуется большой протяженностью, прослеживаясь в субширотном направлении от слияния рек Карачай и Назирчай вдоль северных бортов Пулутдагской и Кызылнохурской верхнемеловых мульд вплоть до южной окраины сел. Айдынкенд на левобережье р. Вельвеличай. Изометричные непротяженные тела конгломерато-брекчий осадочного меланжа отмечаются по правобережью р. Карачай (урочища Истису, Даирмандюзи). Аналогичная картина фиксируется в лобовой части Аг-Гядукской покровной пластины, причем шлейф меланжированных пород, достигающий в поперечнике 100 м, прослеживается по фронту покрова далеко за его контуры. В северо-западном направлении этот шлейф языкообразно тянется на 2,5—3,0 км вплоть до Джекской пластины, а в юго-восточном — на 4,5—5,0 км, доходя до левобережья р. Назирчай. Располагаясь в основном внутри глинистых толщ готерива, данная зона развития осадочного меланжа на поверхности походит на мощный конседиментационный олистостромовый горизонт и отличается от последнего по ряду признаков. Так, если олистостромы залегают согласно с автохтонной толщей, подстилаясь и перекрываясь различными ее горизонтами, и совместно с ней дислоцированы, то осадочный меланж, являясь непосредственной составной частью шарьяжа, имеет приповерхностный характер, несоглас-

но располагаясь на различных горизонтах автохтона. В данном случае меланжированные образования, прослеживаясь в субширотном направлении, не фиксируются в глубоких врезках субмеридиональных долин рек Кудиалчай, Агчай, Карачай, Назирчай. Образуя гребень хребта в междуречье Карачай—Назирчай, этот хаотический комплекс располагается последовательно на глинах готерива и далее на карбонатно-терригенном флише валанжина. Эти образования как бы трассируют изначальное положение лобовой части первичного шарьяжа и сохранились в виде реликта последнего в массе автохтона.

Осадочный меланж из продуктов тектонической переработки пород автохтона и аллохтона широко распространен вдоль фронта Чирахкалинского аллохтона. В частности, выходы меланжированного материала в виде своеобразного шлейфа конгломерато-брекчий наблюдаются на границе аллохтона и автохтона в районе селений Тека и Гаджискендерли, где образуют наклонное плато. Материал осадочного меланжа представлен обломками аллохтонных известняков, а также пелитоморфных известняков, мергелей, известковистых песчаников и аргиллитов автохтонного комплекса. Мощность меланжированного материала достигает 50—60 м при протяженности 4,5—5,0 км. Останцы осадочного меланжа сохранились близ селений Угах и Гаджискендерли. Во всех случаях эрозионные процессы вскрывают погребенный автохтонный комплекс, представленный моноклинально падающими на северо-восток глинистыми толщами готерив-баррема.

Неоавтохтонный комплекс. По всей своей протяженности шарьяж и покровные пластины трансгрессивно перекрываются пологими мульдообразными синклиналиями, разрез которых в основном начинается либо мощными конгломератами турона, либо светлыми известняками и мергелями нижнего кампана. Верхнемеловые синклинали часто одновременно нивелируют элементы как автохтона, так и аллохтона (Будугская, Пулатдагская, Чульгязидагская мульды). Есть примеры полного размещения наложенной синклинали пород неоавтохтона внутри шарьяжной пластины (Мыхтеканская синклинали). В местах отсутствия (полного размыва) шарьяжей молодые образования трансгрессивно перекрывают корневую зону. Типичным примером является Афурджинская (Келевудагская) мульда, которая в своей западной центростроупадающей синклинали северным крылом полностью перекрывает крутопадающие аргиллиты средней и известняки верхней юры корневой зоны, а центростроупадающую и южным крылом — глинистые толщи баррема — нижнего апта, вмещающие олистостромы и олистолиты. В то же время в своей восточной центростроупадающей мульда, как указывалось выше, перекрывает северным крылом Чирахкалинскую покровную пластину.

Прежде чем перейти к анализу истории формирования и особенностей строения описанного шарьяжного комплекса, следует отметить, что в отличие от существующих представлений Тенги-Бешбармакская структура (антиклинорий?) рассматривается нами как тектоническая единица аллохтонного характера. Как известно, антиклинорий прослеживается от р. Карачай на западе до Киялинской косы на востоке вдоль зоны Самур-Сиазанского глубинного разлома по выходам на поверхность среднеюрских аргиллитов и верхнеюрских известняков либо образований неокома. Как отмечалось выше, последние являются составной частью единого шарьяжного комплекса и в современном структурном плане представляются выжатыми и не могут иметь автохтонного происхождения. Вопрос весьма важный и требует самостоятельного освещения в печати. Основанием служит имеющийся фактический материал, подтверждающий наши представления о тектонической позиции данной структуры.

Анализируя все вышесказанное, можно заключить, что тангенциальное сокращение земной коры в раннем мелу, отразившееся в подо-

двигании Хизинского блока под Судурский, привело к выжиманию судурских известняков вдоль Самур-Сиазанского глубинного разлома и надвиганию их на юг. В образовавшемся перед фронтом движущихся покровов Шахдаг-Хизинском компенсационном прогибе происходило накопление продуктов разрушения надвигавшихся шарьяжных пластин в виде дикого флиша, олистостромов и олистолитов. Эта первая фаза покрово- и олистостромообразования была не слишком интенсивной и растянулась на отрезок времени от конца валанжина до апта включительно.

Скачок интенсивности шарьирования приходится на начало альба, когда тектонические покровы почти полностью перекрыли Шахдаг-Хизинский прогиб, и в дальнейшем происходило их разрушение в континентальных условиях вплоть до турона. Последовавшая с востока трансгрессия моря носила затяжной характер, и поэтому в направлении с востока на запад в верхнемеловых синклиналях происходит постепенное понижение возраста их основания — от турона до кампана включительно с базальными конгломератами в основании. Альб-сантонский перерыв в осадконакоплении отмечен также А. В. Вихертом и др. (1966) на северо-восточном крыле Тенги-Бешбармакской структуры.

Таким образом, четко определяется верхний возрастной предел покрово- и олистостромообразования.

Сказанное хорошо согласуется с данными А. В. Пейве (1967), который выделил австрийскую фазу шарьяжеобразования в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Он отмечал при этом, что движения среднего мела охватили в основном более внутренние области и привели к закрытию (во многих случаях аллохтонному перекрытию) геосинклинальных прогибов.

Выделяя среднемеловой этап олистостромообразования, М. Г. Леонов (1976) на примере Пиренеев, Северных Апеннин, Карпат, Балкан, Малого Кавказа и других областей устанавливает «выдержанный в пространстве и достаточно четко ограниченный во времени (баррентурон) этап, во время которого происходило образование тектонических покровов и сформированных за счет их разрушения олистостромов. При этом главная фаза олистостромообразования охватывает альб-сеноманское время».

Как видно из вышеприведенных фактов, именно этому периоду интенсивных тектонических движений соответствует появлению шарьяжей, олистостромов и олистолитов в пределах Шахдаг-Хизинской зоны. Нашими исследованиями устанавливается, что этап олистостромообразования ограничен в пределах конца валанжина — начала позднего апта, в то время как на главную, альб-сеноманскую фазу тектогенеза приходится образование шарьяжей и аллохтонное перекрытие Шахдаг-Хизинского прогиба.

МИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП

Тектонические покровы миоценового этапа развития Юго-Восточного Кавказа по времени образования являются наиболее поздними из известных на Большом Кавказе шарьяжей. Более ранние позднеоценовые покровы и олистостромы развиты в Грузии, в полосе сочленения горного сооружения Большого Кавказа и Закавказского срединного массива.

Тектонические покровы данного этапа представляют собой разномасштабные пластины средне-верхнемеловых пород Ковдагской структурно-формационной зоны, шарьированные и тектонически перекрывающие Кахетино-Вандамскую вулканогенную геоантиклиналь и Шемахино-Джейранкечмазскую ступень восточнее меридиана р. Гирдыманчай. Как указывалось в начале статьи, отдельные наиболее выраженные покровные пластины (Баскальский, Астраханский покровы) были окон-

турены и описаны в 40—50-х годах. В дальнейшем А. В. Вихерт в западной части Астраханской системы покровов, в районе водораздела рек Пирсагатчай и Гирдыманчай, оконтурил неизвестный ранее Демирчинский покров (Вихерт и др., 1966), а А. М. Шурыгин обнаружил покровные пластины у сел. Арчман и в Мокрой балке (Мирчинк, Шурыгин, 1972). Он скептически относился также к автохтонному расположению Агдаринской антиклинали и небольшой пластины, сложенной породами апта — турона и расположенной в западной части Карагядукской синклинали. По мнению исследователя, эта небольшая пластина, очевидно, сползла с Алаташской антиклинали, а Агдаринская антиклиналь «является бескорневой чешуей — крайне восточным членом Шихлярского комплекса чешуй».

Наши полевые исследования (1970—1973 гг.) дали возможность расширить площадь развития этих покровов и оконтурить неизвестные до сих пор пластины. Так, при картировании Баскальского покрова обнаружилось, что отложения сантона — дания, развитые в районе сел. Дильман и по левобережью р. Ахсучай, фактически являются аллохтонными и представляют собой восток-юго-восточное обрамление указанного покрова. Что же касается образований верхнего сенона, обнажающихся в районе селений Чухурюрт и Энгихаран, то они совместно с более север-северо-восточными (район селений Кировка, Демирчи, Астрахановка и др.) и восток-юго-восточными (район селений Хильмили, Мараза, Амбизляр, Агдара и др.) выходами пород аналогичного возраста слагают крупную тектоническую пластину, подстилающую пластины Астраханского, Демирчинского, Новоастраханского, Мокрой балки и Арчиманского покровов, образованных породами апта — коньяка. Об аллохтонном положении образований верхнего сенона свидетельствуют выходы палеогена в глубоких врезках рек Пирсагатчай, Ахсучай, Козлучай в основании подстилающей чешуи, а также разрезы поисково-структурных скважин. В частности, скважины № 1—5 на профиле Кировка — Энгихаран, пройдя через покровную пластину на разных глубинах (до 1800 м), в конечном счете оказались в отложениях палеоцена — нижнего миоцена (рис. 4). Аналогичное положение наблюдается и по другим профилям.

Повсеместное распространение тектонических покровов миоценового этапа на всем протяжении Шемахино-Джейранкечмазской ступени подтверждается данными глубоких структурно-картировочных (до 2000 м) и более мелких (до 100 м) скважин, пройденных в зоне сочленения Юго-Восточного Кавказа с Апшеронским периклиналильным прогибом (рис. 5). Короткометражная скважина была заложена нами на южном крыле Ильхидагской антиклинали в районе сел. Перикишкюль с целью изучения бентонитовых глин. Забой, пройдя через светлые известняки и мергели ильхидагской свиты датского яруса на глубине 60 м, вошел в бентонитовые глины коунской свиты эоцена. Скважина на северном крыле антиклинали, заданная почти на контакте образований дания и эоцена и пройденная на глубину 100 м, так и не подсекла меловые породы.

Таким образом, перед нами предстает картина регионального развития тектонических покровов миоценового этапа на южном склоне Юго-Восточного Кавказа — от меридиана сел. Талыстан на западе до меридиана г. Сумгаит на востоке, что составляет территорию протяженностью 120—140 км при ширине 10—20 км.

Анализ материалов полевых работ, существующих геологических карт, данных поисково-картировочного бурения приводит к выводу, что покровные пластины, сложенные меловыми породами ковдагской фации, являются продуктом орогенных деформаций в зоне сочленения Ковдаг-Сумгаитской и Шемахино-Джейранкечмазской ступеней. Отсутствие олистостромов и олистолитов (?) в автохтонных образованиях палеоце-

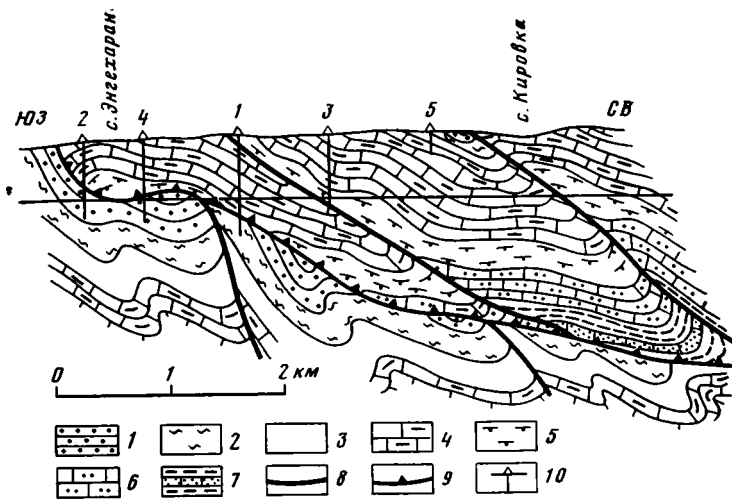


Рис. 4. Профиль сел. Кировка — сел. Энгихаран (III—III). Составили Б. М. Исаев, Т. Н. Кенгерли

1 — олигоцен — нижний миоцен: глины, песчаники; 2 — эоцен: глины, песчаники, алевролиты; 3 — палеоцен: глины, песчаники; 4 — верхний кампан — дат: известняки, песчаники, глины; 5 — сантон — нижний кампан: глины, мергели, алевролиты; 6 — турон — коньяк: терригенно-карбонатный флиш; 7 — сеноман: глины, песчаники; 8 — разломы; 9 — крупные надвиги; 10 — скважины

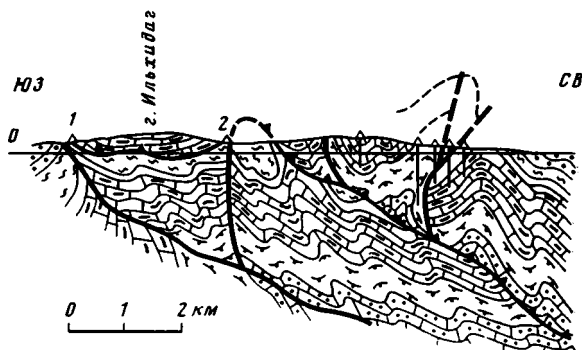


Рис. 5. Профиль через гору Ильхидэг (IV—IV). Составили Б. М. Исаев, Т. Н. Кенгерли
Усл. обозн. см. рис. 4

на — нижнего миоцена указывает на то, что процесс шарьирования носил относительно кратковременный характер и приходится, вероятно, на конец раннего миоцена. Уверенно можно лишь сказать, что покровы имеют допонтический возраст — неавтохтонные осадки этого времени везде трансгрессивно перекрывают аллохтонные пластины.

Развиваясь вначале из пологих секущих надвигов, покровные пластины в дальнейшем под воздействием гравитационных сил свободно скользили из орорафически повышенной зоны Ковдаг-Сумгаитской ступени в относительно пониженные зоны Кахетино-Вандамской вулканоогенной геосинклинали и Шемахино-Джейранкечмазской ступени. При этом образовалась сложное многоэтажное перекрытие — на эрозионном срезе фиксируются как минимум две серии покровных пластин: подстилающие пластины сложены образованиями сантона — дания, перекрывающие — нижнего апта — коньяка. Для действия механизма гравитационного соскальзывания покровных пластин в данном районе

существовали все условия: 1) ступенчато-глыбовое строение, выраженное на поверхности существованием структурно-формационных зон с различным гипсометрическим положением; 2) разнохарактерность фаций аллохтона и автохтона; глинистые серии палеоцена — нижнего миоцена Шемахино-Джейранкечмазской ступени служили смазочным материалом при перемещении покрова, сложенного жестким терригенно-карбонатным флишем верхнего мела; 3) наличие корневых чешуй, играющих роль границ между структурно-формационными зонами (тектоническими ступенями) либо осложняющих их внутреннее строение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Шарьяжные образования в пределах Большого Кавказа, как и всего Альпийско-Гималайского складчатого пояса, имеют широкое временное и пространственное развитие и являются одним из основных элементов, определяющих тектонический облик Юго-Восточного Кавказа.

2. На Юго-Восточном Кавказе фиксируются два достаточно четко ограниченных во времени этапа покрово- и олистостромообразования: ранне-среднемеловой и миоценовый. Шарьяжи, олистостромы и олистолиты первого этапа развиты в пределах Шахдаг-Хизинской ступени, а тектонические покровы миоценового этапа размещены на территории Шемахино-Джейранкечмазской ступени и частично Кахетино-Вандамской вулканогенной геосинклинали.

3. Впервые установленные в геологическом строении миогеоантиклинали Бокового хребта шарьяжи, олистостромы и олистолиты ранне-среднемелового этапа тектогенеза свидетельствуют о возможном широком их развитии в пределах всего горного сооружения Большого Кавказа.

4. Особенности строения Юго-Восточного сегмента Большого Кавказа позволяют по-новому оценить его перспективы на различные виды полезных ископаемых, в первую очередь на нефть и газ. С этой целью рекомендуется: критически пересмотреть традиционно сложившиеся представления о строении региона; разработать методику картирования покровно-складчатых комплексов; провести детальные поисково-съёмочные работы с обязательным применением картировочного бурения в комплексе с геофизическими методами.

Литература

- Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М., Панов Д. И., Седенко С. М. Геология Большого Кавказа. М., «Недра», 1976.
- Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., «Наука», 1977.
- Богданович К. И. Система Дибрара в Юго-Восточном Кавказе. — Тр. Геол. ком., нов. серия, 1906, вып. 26.
- Вассоевич Н. Б. Разведочные работы полевых партий Геолого-разведочного нефтяного института ГГРУ в 1928/29 г. — «Нефтяное хозяйство», 1930, № 3.
- Вассоевич Н. Б. Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии. Тифлис, «Техника дашрома», 1933.
- Вассоевич Н. Б. Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома северо-восточного Азербайджана. — Докл. АН СССР, 1938, т. 21, № 3.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1940, ч. XIX, № 2—3.
- Вассоевич Н. Б., Хаши В. Е. Явления покровной тектоники в Лагических горах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1.
- Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., «Недра», 1966.
- Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на Юго-Восточном Кавказе. — Сов. геология, 1958, № 7.

- Воскресенский И. А., Хаин В. Е., Шурыгин А. М. Тектонические покровы Юго-Восточного Кавказа и условия их образования.— Вестн. МГУ, 1963, № 4.
- Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тбилиси, «Мецниереба», 1977.
- Геология СССР, т. XLVII, ч. 1, 1972.
- Григорянц Б. В., Шурыгин А. М. Сюхюбский утес на Юго-Восточном Кавказе.— Учен. зап. Азерб. гос. ун-та, 1961, № 5.
- Григорянц Б. В. Тектоническое соотношение складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку, изд-во АН АзербССР, 1962.
- Григорянц Б. В., Исаяв Б. М. Об условиях образования Баскальского покрова на Юго-Восточном Кавказе.— В сб.: Материалы по тектонике и региональной геологии Азербайджана. Баку, изд-во АН АзербССР, 1968.
- Исмаилов К. А. Тектоника полосы развития меловых отложений междуречья рек Пирсагат и Чикильчай (Юго-Восточный Кавказ) в свете новейших исследований.— Изв. АН АзербССР, 1957, № 1.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М. Формирование структуры третичных и меловых отложений Юго-Восточного погружения Кавказа. М., «Наука», 1972.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Ренгартен В. П. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 году.— Изв. Геол. ком., 1924, т. X, № 7.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги.— Тр. Всесоюз. геолразвед. объедин., 1932, вып. 148.
- Ренгартен В. П. Тектоника Большого Кавказа.— В кн.: Геология СССР, т. X, ч. I. Геологическое описание. 1941.
- Рябинин А. Н. К изучению геологического строения Кахетинского хребта.— Тр. Геол. ком., нов. серия, 1911, вып. 69.
- Соловкин А. Н. О Баскальском покрове и фациально-тектоническом районировании.— Изв. АН АзербССР, 1945, № 7.
- Сорский А. А., Кириллова И. В. Некоторые данные по тектонике Юго-Восточного Кавказа.— Сов. геология, 1954, № 4.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е. Тектоническое строение Азербайджана.— Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Баку, изд-во АН АзербССР, 1952.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа. Баку, изд-во АН АзербССР, 1957.
- Шарданов А. Н., Молчанов М. Ф. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе.— Изв. АН АзербССР, 1954, № 11.

Управление Совета Министров
АзербССР по геологии
Баку

Статья поступила
13 сентября 1979 г.

УДК 551.24(571.6)

Л. М. ПАРФЕНОВ, Б. А. НАТАЛЬИН,
И. П. ВОЙНОВА, Л. И. ПОПЕКО

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Путем сопоставления с ассоциациями пород и тектоническими элементами современных активных континентальных окраин определены закономерности строения палеозойских, мезозойских и кайнозойских активных континентальных окраин на востоке СССР. Слагающие их комплексы (аккреционный клин, вулканических поясов различного типа, междугловых, тыловых и других прогибов) образуют латеральные ряды. Наблюдается общее смещение островных дуг и активных континентальных окраин в сторону океана. Комплексы более молодого латерального ряда накладываются на разнотипные более древние образования. Ряд признаков свидетельствует о закономерном возникновении окраинно-континентальных вулканических поясов и, следовательно, окраин андийского типа на месте прежних островных дуг. Вертикальная последовательность комплексов не может служить основанием для выделения этапов или стадий тектонического развития, поскольку они принадлежат различным разновозрастным латеральным рядам.

Основой выполненных реконструкций древних ограничений континентальных блоков является установление в геологических разрезах ассоциаций пород и тектонических элементов, которые характерны для современных активных континентальных окраин. Под активной континентальной окраиной понимается окраина континента с сейсмофокальной зоной (зоной Беньофа). Непосредственное определение древних сейсмофокальных зон (палеозон Беньофа) невозможно, но они могут быть намечены по ряду косвенных признаков: путем сопоставления с ассоциациями пород и тектоническими элементами, которые, как установлено в современных активных континентальных окраинах, связаны парагенетически, а согласно многим современным геодинамическим моделям, и генетически с зонами Беньофа.

Таковыми элементами прежде всего являются образованные известково-щелочными ассоциациями пород магматические пояса различного типа, главные особенности которых определяются геометрическими и кинематическими характеристиками зон Беньофа (Miyashiro, 1974; Зоненшайн и др., 1976). Различным типам активных континентальных окраин соответствуют существенно различные магматические пояса: островодужному (или восточноазиатскому) соответствуют вулканические островные дуги, андийскому — окраинно-континентальные вулканические пояса и кордильерскому — пояса гранодиоритовых батолитов.

Общим для всех типов активных континентальных окраин является тектонический элемент, определяемый как аккреционный клин (призма), или субдукционный комплекс, который пространственно совпадает с внешней невулканической дугой и (или) приостровным (приконтинентальным) склоном глубоководного желоба (Seely et al., 1974; Karig, Sharman, 1975; Dickinson, Seely, 1979). Структура аккреционного клина

определяется сжатыми и изоклинальными складками, а также чешуйчатыми надвигами, по которым совмещены офиолиты — тектонические отторженцы и пластины погружающейся океанической плиты, флишевые толщи междуговых прогибов и осадочных террас, а также мелководные грубообломочные и карбонатные толщи. Этот комплекс отчетливо диагностируется в геологических разрезах различного возраста, являясь наиболее характерным элементом мезозойских, палеозойских и по крайней мере позднедокембрийских эвгеосинклинальных систем. Следует обратить внимание, что офиолиты могут входить не только в состав аккреционного клина. Они обычны в пластинах океанической коры на пассивных континентальных окраинах, где их образование связывается с явлением обдукции; по-видимому, возможно их обнаружение в составе тектонических единиц и другого типа.

Отличия комплексов аккреционного клина от других образований, в составе которых также принимают участие офиолиты, изучены еще недостаточно. Представляется, что определяющим признаком аккреционного клина является присутствие в составе тектонических пластин лавсонит-глаукофановых сланцев как указателей сверхвысокого давления, характерного для зон Беньофа, и горизонтов туфогенного флиша, образующихся вблизи активных вулканических дуг.

Установление в пределах складчатой системы сопряженной пары вулканической и (или) плутонической пояса определенного типа — аккреционный клин однозначно свидетельствует о существовании в данное время активной континентальной окраины. Взаимное положение этих тектонических элементов в районах, где не было особенно существенных шарьяжных перекрытий, позволяет определить примерное положение и полярность палеозоны Беньофа.

Прослеживание в пределах складчатых систем комплексов, аналогичных комплексам окраинных морей (тыловых прогибов), междуговых и других прогибов, имеет вспомогательное значение, хотя такие прогибы в ряде районов намечаются достаточно определенно.

Главные тектонические единицы рассматриваемого района, упоминаемые при дальнейшем изложении, охарактеризованы ранее (Косыгин, Парфенов, 1977).

МЕЗОЗОЙСКИЕ АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Для раннего мезозоя наиболее отчетливо активная континентальная окраина устанавливается в Северном Приохотье, где реконструируется Удско-Мургальская вулканическая дуга, протягивающаяся на 2500 км (рис. 1). Удско-Мургальская дуга определяет юго-восточную границу Восточно-Сибирского континента, основой которого является Восточно-Сибирский сиалический мегаблок раннедокембрийского возраста (Парфенов и др., 1979), включающий Сибирскую платформу, Становую складчатую систему (древнее 2 млрд. лет), Охотский и Омолонский срединные массивы, Яно-Колымскую многоэвгеосинклинальную систему мезозонд с раннедокембрийским кристаллическим фундаментом.

Дуга образована вулканогенно-осадочными толщами триаса, юры, неокома (местами верхней перми), которые с перерывами прослеживаются от Мургальского антиклинория на севере, через полуострова Тайгонос, Пьягина, Кони в бассейн р. Уды на юге. Вулканиды ассоциируются с прибрежно-морскими, реже континентальными терригенными породами. Среди вулканитов преобладают породы основного и среднего состава, кислые разности составляют в среднем до 20%. Вулканиды относятся к известково-щелочной серии. Они характеризуются низкой щелочностью, постоянным и часто резким преобладанием Na_2O над K_2O , повышенным содержанием CaO , слабым возрастанием отношения FeO/MgO в процессе дифференциации, преобладанием CaO над MgO .

Со стороны континента дуга сопровождается тыловым прогибом, который наиболее отчетливо выражен на отрезке от Гижигинской губы до бассейна р. Ини. Здесь устанавливается мощный (около 10 км) разрез верхней перми, триаса и юры, представленный преимущественно граувакко-сланцевыми толщами с отдельными горизонтами лав среднего состава и широким распространением пирокластических образований. Характерен туфогенный флиш.

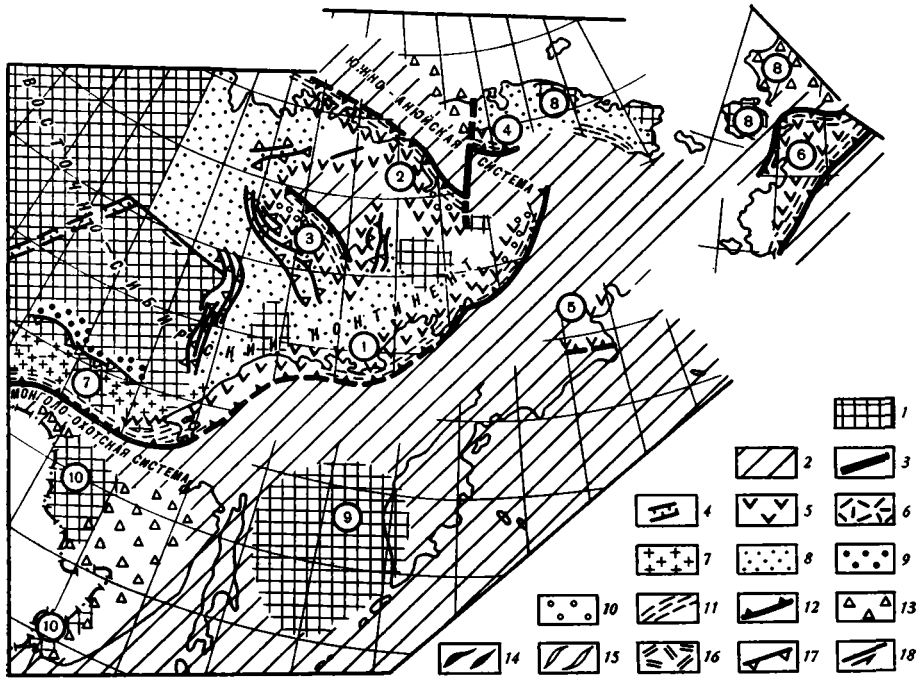


Рис. 1. Палеотектоническая схема юрского периода

1 — континенты и микроконтиненты; 2 — океаны и океанического типа бассейны; 3 — трансформные разломы; 4 — зоны растяжения; 5 — вулканические островные дуги; 6 — окраинно-континентальные вулканические пояса; 7 — пояса гранодиоритовых батолитов; 8 — окраинные моря; 9 — тыловые континентальные впадины; 10 — междуговые и преддуговые прогибы, осадочные террасы; 11 — аккреционные клинья; 12 — зоны Беньофа; 13 — пассивные континентальные окраины; 14 — молодые складчатые зоны эвгеосинклинального типа; 15 — молодые складчатые зоны многоэосинклинального типа; 16 — коллизионные вулканические пояса; 17 — крупные надвиги; 18 — крупные сдвиги. Цифрами в кружках обозначены: 1—6 — вулканические островные дуги (1 — Удско-Мургальская, 2 — Олойская, 3 — Уяндинско-Ясачненская, 4 — Нутесынская, 5 — Золотого хребта, 6 — Юкон-Коюкук); 7 — пояс гранодиоритовых батолитов Станового хребта; 8—10 — микроконтиненты (8 — Чукотский, 9 — Охотоморский, 10 — Буренско-Ханкайский)

Со стороны океана намечается поднятие типа внешней, невулканической дуги (Таловско-Майнский антиклинорий), характеризующееся сокращенным разрезом, частыми перерывами и развитием карбонатных, вулканогенных и грубообломочных пород верхнего палеозоя, триаса и юры. Здесь же присутствуют альпинотипные гипербазиты, глаукофановые сланцы, характерны интенсивные дислокации с пологими надвигами и серпентинитовым меланжем (Мигович, 1972; Некрасов, 1976; Александров и др., 1975). Эти образования в совокупности слагают аккреционный клин, сформированный в связи с развитием раннемезозойской зоны Беньофа.

Прогиб, располагающийся между Таловско-Майнским поднятием и Удско-Мургальской дугой, может быть сопоставлен с междуговыми про-

гибами современных островных дуг. Слагающие прогиб образования перми, триаса, юры и неокома обнажаются в разобренных тектонических блоках вдоль его юго-восточного борта. В наиболее прогнутой части прогиба предполагается полный и непрерывный разрез с широким распространением терригенных и вулканогенно-осадочных пород.

Положение палеозоны Бенюфа дуги было рассчитано по отношению K_2O/SiO_2 на основе диаграмм Диккинсона и Хазертон (Dickinson and Natherton, 1967) для двух участков дуги: бассейна р. Уды и п-овов Кони и Пьягина (рис. 2).

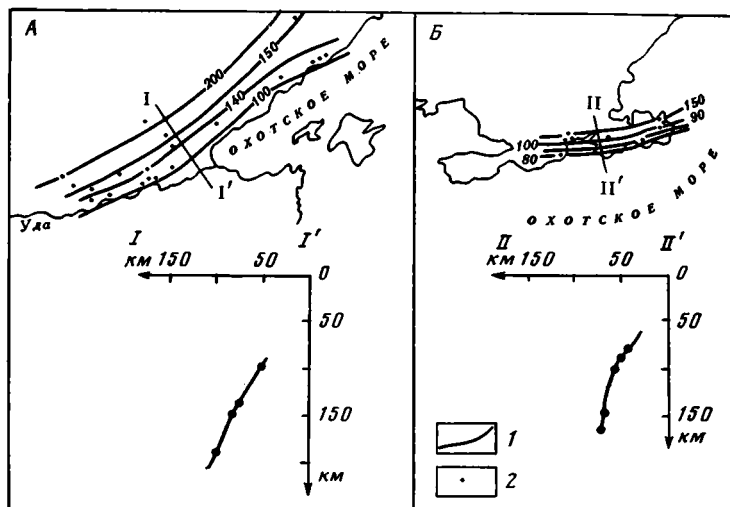


Рис. 2. Геометрические особенности палеозоны Бенюфа Удско-Мургалской дуги в районе Удской губы (А) и полуостровов Кони и Пьягина (Б) (начальная точка отсчета горизонтального масштаба на разрезах выбрана условно)

1 — изолинии глубин (в км); 2 — расчетные точки

На северной границе Восточно-Сибирского континента выделяются вулканические пояса, идентичные Удско-Мургалской дуге, но степень изученности этих районов во многих случаях не позволяет определить полярность раннемезозойских дуг. Пространственное расположение вулканических поясов, иногда с торцовыми сочленениями, свидетельствует о существовании здесь в раннем мезозое системы окраинных морей, сходных с современным Зондским архипелагом. Относительно хорошо изучены Олойский и Уяндинско-Ясачненский вулканические пояса.

Позднеюрские и местами неокомские вулканогенно-осадочные образования Олойского пояса сопряжены с синхронными образованиями Южно-Анжуйской эвгеосинклинальной системы. Слагающие систему позднеюрские спилит-кремнистые толщи, ассоциирующиеся с гипербазитами и полосчатыми габбро, могут рассматриваться в качестве образований океанического дна, а неокомские флишеидные толщи с горизонтами турбидитов и подводно-оползневых брекчий — как комплексы осадочной террасы и глубоководного желоба. Все эти образования интенсивно и неоднократно дислоцированы и находятся между собой в сложных тектонических взаимоотношениях. По составу пород, тектонической структуре, наличию глаукофановых сланцев они сопоставляются с комплексом аккреционного клина.

Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс, сопряженный на юго-западе с тыловым прогибом (Иньяли-Дебинский синклинорий), а на северо-востоке с фронтальным Илинъ-Тасским прогибом, по-видимому, является продолжением активной окраины Олойского района. Соедине-

ние их в единую систему можно видеть по выходам позднеюрских андезитов из-под покрова Колымо-Индигирской низменности на правобережье среднего течения р. Колымы.

Южная окраина Восточно-Сибирского континента также является активной; по ряду признаков она близка к кордильерскому типу. В роли вулканической дуги здесь выступает пояс многофазных существенно натриевых гранодиоритовых батолитов Станового хребта, которые, вероятно, являются глубинными аналогами андезитов. Он располагается на продолжении Удско-Мургальской дуги. Подошва батолитов, согласно геофизическим данным, опускается на аномально большие глубины (до 10 км) (Заблоцкий, Сытина, 1974). Мезозойские угленосные впадины (тыловые прогибы) южной части Алданского щита вытянуты параллельно плутоническому поясу, а их южные окраины осложнены надвигами с перемещением в северном направлении до 15 км (Павлов, Парфенов, 1973). Реликты внешних элементов активной окраины диагностируются в сложных складчатых комплексах Монголо-Охотской эвгеосинклинальной системы.

Раннемезозойские активные континентальные окраины островодужного типа местами устанавливаются вдоль южной границы Чукотского микроконтинента. Вдоль северного борта Южно-Ануйской эвгеосинклинальной системы в междуречье левых притоков р. Малый Ануй (реки Тытыльвеем, Нутесын, Тэтэнвеем) выделяется нутесынский вулканогенно-осадочный комплекс позднеюрско-раннемелового возраста. Верхнеюрские образования представлены конгломератами, песчаниками, туфами, переслаивающимися с дацитами, липаритами, андезитами и базальтами (Тильман, 1962; Радзивилл, 1964). Толща фациально не выдержана — морские образования к северу замещаются континентальными, чередование морских и континентальных фаций отмечается и вдоль ее простираения. Нижнемеловые образования сложены континентальными конгломератами, андезитами, базальтами, липаритами, дацитами и их туфами (Тильман, 1962; Радзивилл, Палымский, 1972). А. Л. Радзивилл и Б. Ф. Палымский считают нижнемеловые образования синхронными Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Однако в отличие от нижнемеловых образований Охотско-Чукотского пояса рассматриваемые нижнемеловые образования дислоцированы в крупные складки с углами падения на крыльях до 45—50° (Кульпольнейская синклиналь). Ориентировка складок согласуется с простирающими структурных элементов Южно-Ануйской системы, которую Охотско-Чукотский пояс перекрывает с резким структурным несогласием. В связи с этим правильной представляется точка зрения о их более древнем возрасте (Тильман, 1962; Белый и др., 1964).

Вулканисты нутесынского комплекса характеризуются слабым увеличением отношения FeO/MgO по мере роста SiO_2 , уменьшением FeO по мере увеличения отношения FeO/MgO , что указывает на их принадлежность к известково-щелочной серии.

Петрохимические особенности вулканистов, обилие туфов, присутствие как морских, так и континентальных фаций позволяют сопоставлять нутесынский комплекс с комплексами вулканических островных дуг.

Нутесынский комплекс выделяется лишь в той части северного борта Южно-Ануйской системы, которая противостоит Яблонскому массиву. Западным ограничением нутесынского островодужного комплекса является Ануйский глубинный разлом, пересекающий в долготном направлении Южно-Ануйскую систему (Городинский, Довгаль, 1968). В палеотектоническом отношении этот разлом является трансформным, контролирующим распределение активных континентальных окраин по обрамлению Южно-Ануйского палеоокеана. К востоку от него (в современной системе координат) активная окраина (Нутесынская остров-

ная дуга) существовала с северной стороны палеоокеана, а к западу — с южной (Олойская островная дуга).

В Корьякии (хр. Золотой, южное обрамление Анадырской впадины) в последние годы также установлены комплексы островодужного типа (Зинкевич, 1978), однако неясно, маркируют ли они окраины микроконтинента с более древним фундаментом или же являются реликтами островных дуг, сформировавшихся на коре океанического типа. По положению в общей структуре они могут быть сопоставлены со сходными образованиями провинции Юкон-Коюкук Центральной Аляски (Patton, 1973).

Тектоническая эволюция северо-западной части тихоокеанского обрамления в раннем мезозое определялась сближением Восточно-Сибирского континента с Буреинско-Ханкайским и Чукотским микроконтинентами в субдолготном (относительно современной системы координат) направлении. Сходные направления перемещения предполагаются для Охотоморского микроконтинента и островных дуг Корьякии.

Палеомагнитные данные для пермского периода позволяют предполагать значительную ширину океанического типа бассейна, существовавшего на месте восточной части Монголо-Охотской эвгеосинклинальной системы (Pafenov et al., 1979). Грубая оценка ширины бассейна по долготе составляет 1500—2000 км. Коллизия Буреинско-Ханкайского и Восточно-Сибирского блоков датируется поздней юрой, судя по возрасту складчатости в Монголо-Охотской системе и отмиранию активной окраины. После этого здесь формируется зона коллизионного типа. На месте Южно-Аньюйской эвгеосинклинальной системы в раннем мезозое также можно предполагать бассейн океанического типа. Причленение Чукотского микроконтинента к Восточно-Сибирскому континенту и отмирание активной континентальной окраины здесь приходится на конец неокома. Южно-Аньюйская система, как и Монголо-Охотская, относится к коллизионному типу.

В конце раннего — начале позднего мела северо-восточная окраина азиатского континента приобретает очертания, близкие к современным в результате слияния Восточно-Сибирского, Чукотского и Буреинско-Ханкайского блоков (рис. 3). Для этого времени устанавливается два типа активных континентальных окраин. В северной части рассматриваемой территории граница континента определяется Охотско-Чукотским вулканическим поясом, маркирующим активную континентальную окраину андийского типа. Пояс, образованный преимущественно континентальными вулканитами и близкими им по возрасту гранитоидами, на всем своем огромном протяжении (около 2000 км) следует параллельно внутренней стороне приокеанического эвгеосинклинального пояса и Удско-Мургальской дуге. Внешним (юго-восточным) своим краем он частично перекрывает Удско-Мургальскую дугу, а внутренним — резко несогласно налегает на разнородные тектонические элементы. Заложению пояса предшествовали энергичные орогенетические процессы, проявившиеся во всей Верхояно-Чукотской области.

Наряду с отчетливой продольной и поперечной зональностью (Белый, 1978), заложение пояса на всем его огромном протяжении начинается излияниями андезито-базальтов, базальтов и андезитов, и только потом формируются андезит-базальт-липаритовая и липаритовая формации (Устиев, 1965). Представляется, что при формировании пояса исходной была базитовая магма мантийного происхождения, появление же больших объемов изверженных пород кислого состава связано с плавлением сиалической коры под влиянием тепла, привнесенного базальтовой магмой.

Вулканиты пояса залегают на триасово-юрских образованиях Удско-Мургальской дуги несогласно, существенно отличаясь от них по составу, как и вообще от вулканитов островных дуг.

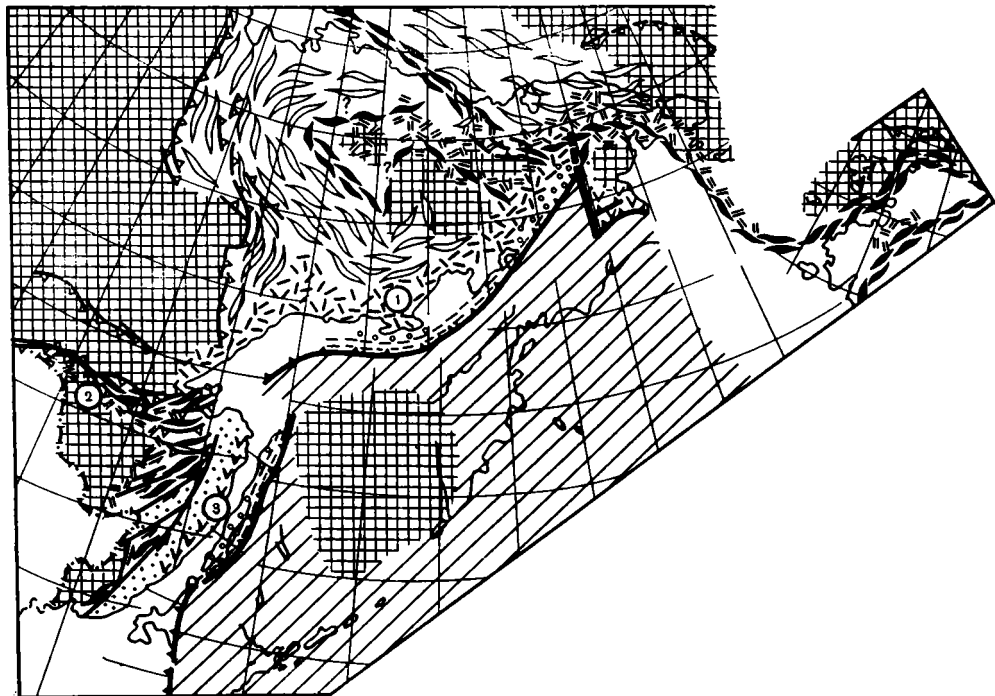


Рис. 3. Палеотектоническая схема конца раннего мела

Условные обозначения см. на рис. 1.

Цифрами в кружках обозначены: 1 — Охотско-Чукотский пояс, 2 — Умлекано-Огоджинский вулканический пояс, 3 — Сихотэ-Алинская вулканическая островная дуга

Охотско-Чукотский пояс, как и островные дуги, также связан с зоной Беньофа, на что одним из первых обратил внимание Г. А. Гринберг (1973), но с иными геометрическими и кинематическими характеристиками. Палеозона Беньофа пояса, рассчитанная по отношению K_2O/SiO_2 в вулканитах нижней толщи, сложенной преимущественно андезито-базальтами и андезитами, по сравнению с палеозоной Удско-Мургальской дуги в целом моложе (рис. 4). Охотско-Чукотский пояс со стороны океана сопрягается с линейными прогибами, выполненными мощными слабодислоцированными сланцево-граувакковыми толщами, которые в целом синхронны вулканитам пояса. К этим прогибам относится Пенжинский прогиб протяженностью около 500 км; на его юго-западном продолжении рядом исследователей предполагается аналогичный прогиб в северной части Охотского моря. Выход палеозоны Беньофа на поверхность следует предполагать к востоку от прогиба.

На юге Дальнего Востока азиатский континент в конце раннего — начале позднего мела окаймлялся окраиной островодужного типа. Островная дуга, протягивающаяся в долготном направлении на востоке Сихотэ-Алиния, намечается по небольшим выходам вулканогенно-осадочных толщ альб-туронского возраста из-под покровов вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Эти образования представлены прибрежно-морскими и континентальными вулканомиктовыми граувакками, алевролитами, конгломератами, туфами и лавами андезитового и более кислого (вплоть до липаритов) состава (мощностью до 2,5 км). Они обычно образуют линейные складки в отличие от полого залегающих континентальных вулканитов пояса. Отмечается широкое распространение пропилитизированных пород, что сближает их с формацией «зеленых туфов», характерной для кайнозойских вулканических островных

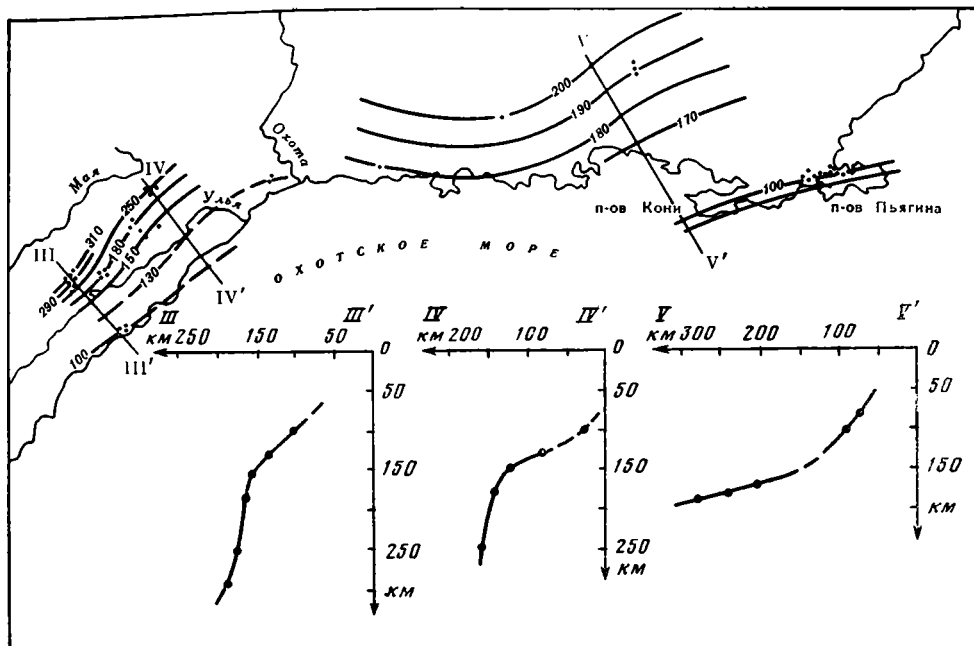


Рис. 4. Геометрические особенности палеозоны Беньофа Охотско-Чукотского вулканического пояса
Условные обозначения см. на рис. 2

дуг (Власов и др., 1978). К этой же островной дуге, возможно, относятся верхнемеловые толщи мыса Марии на северо-западной оконечности о. Сахалин, образованные трахиандезитами, андезито-базальтами, трахибазальтами и дацитами (мощностью около 2,0 км). К югу от мыса Марии, в районе пос. Бошняково, в верхах мелового комплекса распространены вулканомиктовые конгломераты, брекчии, гравелиты и песчаники, обломочный материал которых представлен преимущественно вулканитами среднего состава. Верхнемеловые отложения на севере Западного Сахалина, образованные мощными угленосными толщами, содержат в значительном количестве обломки вулканических пород, возникшие за счет размыва расположенной западнее вулканической гряды.

Меловые сложноскладчатые флишoidные песчано-сланцевые толщи Сихотэ-Алиня (мощностью до 10 км) могут рассматриваться в качестве комплекса тылового прогиба дуги или окраинного моря. В качестве междугового прогиба выступают альб-маастрихтские морские граувакково-глинистые толщи (мощность 5—6 км) Западного Сахалина, образующие наклоненную к западу моноклиналь, осложненную линейными складками. К центральным районам Сахалина этот комплекс сокращается в мощности до 1—2 км. Предполагается, что в осевой части острова существовало невулканическое поднятие. В Восточно-Сахалинских горах верхнемеловой комплекс образован яшмами, спилитами и альпинотипными гипербазитами. Палеозона Беньофа островной дуги, возможно, совпадает с Сусунайским глаукофансланцевым поясом (Добрецов, 1974), который располагается на продолжении пояса Камуикотан Хоккайдо.

Сихотэ-Алинская островная дуга апт-туронского возраста, так же как и перекрывающий ее сенон-палеогеновый Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс, находит свое продолжение на Японских островах. Их продолжением здесь является пояс

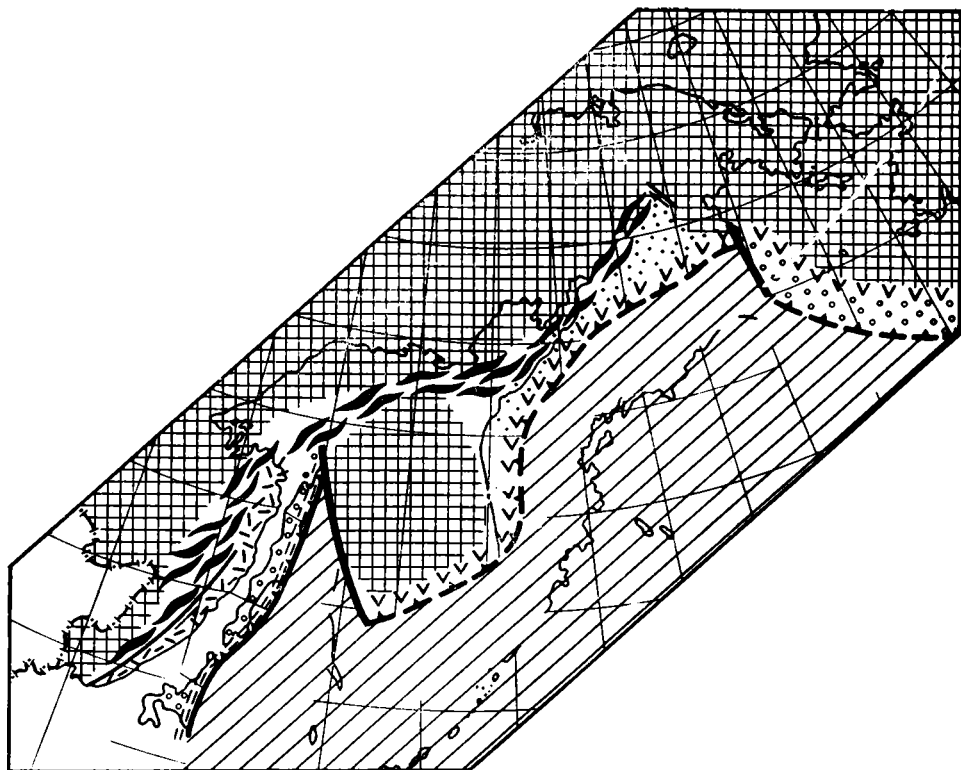


Рис. 5. Палеотектоническая схема сенона
Условные обозначения см. на рис. 1

апт-палеогеновых гранитоидов и существенно континентальных вулканитов, протягивающийся на 1000 км в юго-западной части о. Хонсю и на смежной части о. Кюсю к северу от метаморфического пояса Рёке (Geology..., 1977). Вулканической дуге Сихотэ-Алиня соответствует комплекс мелководных морских конгломератов, песчаников и сланцев, ассоциирующихся с вулканами преимущественно андезитового состава, апт-сеноманского возраста (мощность 2—3 км), который выделяется в основании пояса и несогласно залегает на подстилающих, в том числе и на палеозойских образованиях.

Обращает внимание, что рассматриваемая островная дуга, включая ее продолжение на Японских островах, по масштабам проявления андезитового магматизма значительно уступает Удско-Мургальской дуге.

Кинематика движения литосферных блоков, которая следует из наблюдаемых геологических структурных соотношений, в целом согласуется с перемещениями плит в смежной части Тихого океана, реконструируемых по полосовым магнитным аномалиям. После столкновения Буреинско-Ханкайского микроконтинента с Восточно-Сибирским континентом, которое привело к формированию складчатой зоны в восточной части Монголо-Охотской системы, Охотоморский мегаблок продолжает перемещение к северу по направлению к Охотско-Чукотскому поясу. Такое перемещение согласуется с движением океанической плиты Кула (Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1977). Субдолготные левосторонние сдвиги Сихотэ-Алиня, амплитуда перемещения по которым оценивается в 150—200 км (Иванов, 1972; Уткин, 1977), и сдвиги северо-восточного простирания вдоль восточной окраины Буреинско-Ханкайского мегаблока по сути дела являются трансформными разломами, которые возникли после того, как Буреинско-Ханкайский микроконтинент при-

членился к Восточно-Сибирскому континенту и прекратил свое движение. Возраст этих сдвигов последовательно омолаживается по направлению к океану, что согласуется с общим смещением прогибов и складчатости в этом же направлении. Восточная окраина Буреинско-Ханкайского мегаблока на большем протяжении мезозоя была пассивной континентальной окраиной, лишь в апте формируется Сихотэ-Алинская островная дуга, слабая развитость которой, по-видимому, обусловлена поддвиганием под нее океанической плиты под острым углом. Косое поддвигание обусловило продолжение перемещений по Сихотэ-Алинским сдвигам, оставшимся в тылу активной окраины, в манере, предложенной Т. Фитчем для островных дуг Юго-Восточной Азии (Fitch, 1972). Столкновение Охотоморского микроконтинента с Восточно-Сибирским континентом привело к заклиниванию зоны Беньофа Охотско-Чукотского пояса и прекращению магматической активности. Это привело к существенной перестройке системы активных окраин на северо-востоке Азии.

На юге района на месте островной дуги в сеноне формируется Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, аналогичный Охотско-Чукотскому (рис. 5). Со стороны океана пояс сопровождается прогибом, выполненным, судя по разрезам Западного Сахалина, мощными (до 5 км) толщами граувакк, алевролитов и аргиллитов. Глубины до палеозоны Беньофа по содержанию K_2O в вулканитах оцениваются в 160 км в западной, 180 км в центральной и 220—230 км в восточной частях пояса (Зоненшайн и др., 1976). Примерный угол наклона зоны составляет 21—23°.

КАИНОЗОЙСКИЕ АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

По выходам континентальных вулканических пород палеогенового возраста на северо-западе Камчатки, вдоль северного побережья Пенжинской губы и в Корякском нагорье намечается окраинно-континентальный вулканический пояс, образованный цепочкой изолированных вулканических центров (рис. 6), который, возможно, продолжается к югу вдоль шельфа Западной Камчатки на юг Срединного хребта, где известны небольшие поля палеогеновых вулканитов, и далее, согласно магнитометрическим данным, в район подводной возвышенности Академии наук СССР Охотского моря (Шимараев, 1976). Н. И. Филатова (1979) называет этот пояс Пенжинско-Западно-Камчатским. Общее его простираение резко дискордантно по отношению к складчатым структурам подстилающих меловых и более древних образований. По характеру магматизма пояс обнаруживает много общих черт с Охотско-Чукотским вулканическим поясом (Афанасьева, 1972; Зинкевич, 1978). Магматические образования представлены лавами и пирокластами мощностью в несколько сотен метров, а также субвулканическими телами палеоцен-эоценового возраста. В основании разреза преобладают базальты, андезито-базальты и андезиты, которые вверх по разрезу и местами по латерали сменяются андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами и липаритами, которые слагают большую часть объема пояса. По своему химическому составу вулканиты соответствуют известково-щелочной серии (Афанасьева, 1972; Филатова, 1979). Формирование Пенжинско-Западно-Камчатского пояса, так же как и Охотско-Чукотского, завершается трещинными излияниями базальтов, андезито-базальтов и андезитов повышенной щелочности.

Вулканогенные образования пояса в юго-восточном направлении сменяются мощными терригенными складчатыми толщами палеогена и местами маастрихта, которые несогласно перекрывают более древние складчатые комплексы, запечатывая пологие надвиги, шарьяжи и зоны мелан-

жа (Волобуева, Красный, 1979). Эта полоса палеогеновых терригенных отложений шириной около 150 км, в пределах которой в северо-западном направлении и вверх по разрезу морские флишевые толщи сменяются прибрежно-морскими и континентальными угленосными образованиями, может рассматриваться в качестве аналога осадочной террасы современных активных континентальных окраин.

Сложноскладчатые вулканогенно-кремнистые и песчано-сланцевые образования палеогена Олюторского района, которые вовлечены в надвиговые дислокации совместно с верхнемеловыми офиолитами, в совокупности соответствуют аккреционному клину. Для намеченной таким

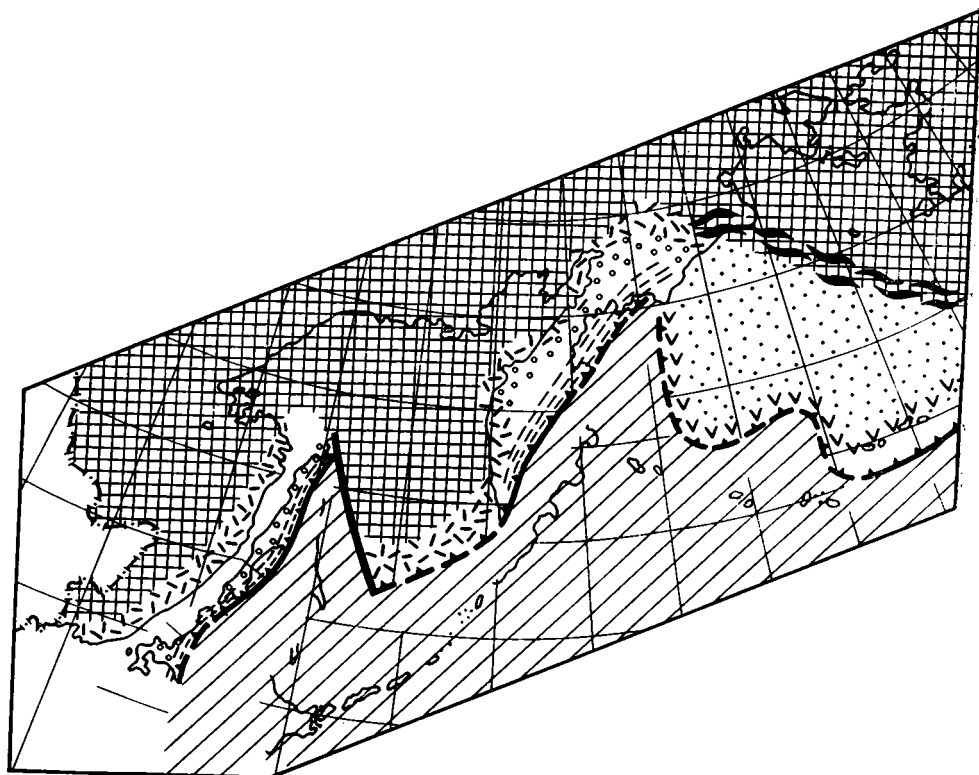


Рис. 6. Палеотектоническая схема палеогена
Условные обозначения см. на рис. 1

образом активной окраины андийского типа угол наклона палеозоны Беньофа оценивается примерно в 30° (Филатова, 1979).

На юге Дальнего Востока в палеогене продолжают развитие Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и связанные с ним приокеанические тектонические элементы активной континентальной окраины андийского типа, возникшие еще в сеноне (см. рис. 6).

Неогеновые активные континентальные окраины относятся к островодужному типу (рис. 7). Вулканические дуги неогенового возраста в пределах Курильских островов и на юге Камчатки, а также на большей части Алеутских островов совпадают с современными. Вместе с тем местами такое совпадение отсутствует. Так, северным продолжением неогеновой Курильско-Камчатской дуги является, как это было впервые обосновано Г. М. Власовым, вулканический пояс Срединного хребта Камчатки, протягивающийся, согласно геологосъемочным данным последних лет, вплоть до Олюторского района. От южного отрезка дуги этот пояс

отделяется трансформным разломом, существовавшим на месте Петропавловской поперечной зоны. Неогеновая вулканическая дуга северо-восточного Хонсю, с которой примерно совпадает пояс активных в настоящее время вулканов, через Западное Хоккайдо, по-видимому, протягивается в субдолготном направлении далеко к северу вдоль западного побережья о. Сахалин. Об этом свидетельствует прерывистая цепочка выходов миоценовых вулканитов на островах Рисири, Ребун, Монерон и вдоль западного побережья Сахалина. Вулканиты представлены андезитами, андезито-базальтами и высокоглиноземистыми толеитами, которые по петрохимическому составу сходны с аналогичными образования-

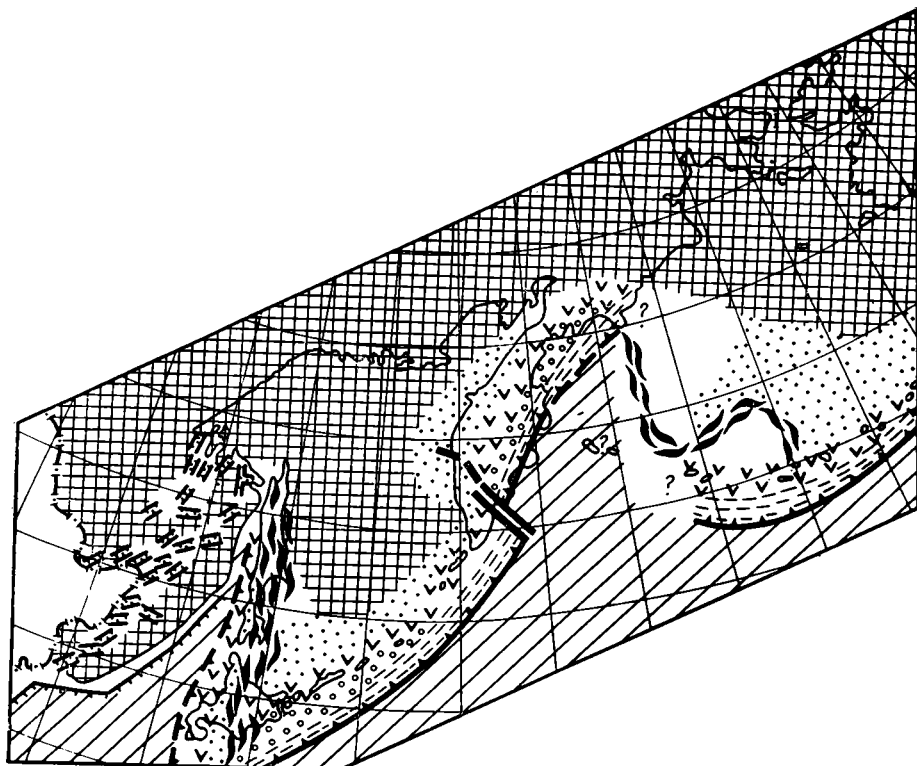


Рис. 7. Палеотектоническая схема миоцена
Условные обозначения см. на рис. 1

ми Большой Курильской гряды (Семенов, 1975). Намеченная Западно-Сахалинская вулканическая дуга на всем протяжении трассируется положительной гравитационной аномалией в редукции Буге (Павлов, Парфенов, 1974). Тыловой прогиб этой дуги образован неогеновыми граувакко-глинистыми толщами мощностью до 1 км Западного Сахалина. Выход палеозоны Беньофа Западно-Сахалинской дуги предполагается в районе Татарского пролива и восточного побережья Японского моря. Такая трактовка тектонической структуры подкрепляется существованием в осевой части Татарского пролива узкой субдолготной отрицательной изостатической аномалии (Аномальные..., 1974), которая может рассматриваться в качестве аналога крупных отрицательных изостатических аномалий, характерных для современных глубоководных желобов.

Особенности строения Курильско-Камчатской островной дуги неоднократно освещались в литературе, и поэтому здесь нет необходимости на этом останавливаться. Отметим только, что эта дуга является одной из наиболее полно развитых в обрамлении Тихого океана, в которой по на-

правлению от континента к океану отчетливо обособляются тыловой прогиб (Южно-Охотская котловина), вулканическая дуга (Большая гряда Курильских островов), междуговой прогиб (Южно-Курильский прогиб), внешняя невулканическая дуга (Малая гряда Курильских островов и подводный хребет Витязя) и глубоководный желоб.

ФРАГМЕНТЫ ВОЗМОЖНЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Палеозойские образования распространены на северо-востоке Азии весьма ограничено, большей частью они перекрыты мезозойскими и кайнозойскими комплексами. Тем не менее намечаются фрагменты активных континентальных окраин палеозойского возраста, которые принципиально не отличаются от более молодых образований аналогичного типа.

Наиболее определенно активная континентальная окраина палеозойского возраста реконструируется на востоке Ханкайского массива. Прерывистая полоса позднепермских известково-щелочных вулканитов, протягивающихся на 260 км вдоль восточной окраины Ханкайского массива от р. Большой Уссурки на севере в бассейн р. Арсеньевки на юге, принадлежит Арсеньевскому вулканическому поясу. Пояс образован континентальными лавами и туфами андезитов, дацитов, липаритов, латитов, трахиандезито-базальтов, которые переслаиваются с туфоконгломератами, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами (мощность 500—700 м). Характерно широкое распространение субвулканических тел липаритов и латитов, которые слагают как крупные линейные трещинные тела, так и большое количество мелких тел и даек. Липариты прорываются позднепермскими трещинными массивами и дайками граносиенит-порфиоров, гранитов, а также дайками среднего, кислого, основного и щелочного состава (Лошак, 1977). Пояс резко несогласно накладывается на разнородные более древние образования: как на палеозойские, так и на докембрийские метаморфические породы фундамента Ханкайского массива.

С востока к Арсеньевскому поясу примыкает узкий (шириной до 30 км) линейный прогиб, выполненный складчатыми существенно осадочными толщами верхней перми (около 3 км), отделяющий от пояса системой протяженных разломов. Они представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами и в меньшей мере известняками с обильными и разнообразными фаунистическими и флористическими остатками (каменушинская, угодинская и людянзинская свиты). Характерно широкое распространение по всему разрезу пирокластического материала. По системе протяженных продольных разломов прогиб граничит на востоке со сложноскладчатыми вулканогенно-кремнистыми и сланцево-граувакковыми толщами карбона и нижней перми, включающими лентовидные тела измененных гипербазитов и габброидов, располагающихся согласно складчатым структурам и обычно приуроченных к зонам разломов.

Рядом исследователей (Н. П. Лошак и др.) терригенные отложения верхней перми считаются более древними, чем вулканиты Арсеньевского пояса. Однако К—Аг-датировки субвулканических липаритов Арсеньевского пояса, которые достигают 250 млн. лет, не позволяют считать их более молодыми, чем терригенный комплекс. Верхняя часть терригенного комплекса содержит остатки мелких фораминифер *Colaniella media*, *C. cylindrica* и мшанок *Pseudobatostomella innae*, характерных для самых верхних горизонтов верхней перми. Эти данные свидетельствуют о том, что формирование пояса происходило в целом синхронно с накоплением терригенных толщ прогиба; по тектоническому положению прогиб сходен с преддуговыми прогибами современных активных континентальных окраин.

В ряде районов прогиба, преимущественно вдоль его восточного бор-та, выделяется цепочка тектонических «клиньев», сложенных вулканогенно-осадочными толщами верхней перми (мощность около 1,5 км), которые на основании многочисленных сборов флористических и фаунистических остатков считаются более древними по отношению к осадочным толщам верхней перми. Они представлены лавами и туфами андезитов и альбитофиоров, которые переслаиваются с туфогенными алевролитами, песчаниками и гравелитами. Н. П. Лошак считает, что эти толщи формировались в условиях, близких к островным дугам.

Таким образом, вдоль восточной окраины Ханкайского массива устанавливается позднепермский окраинно-континентальный вулканический пояс и, следовательно, активная континентальная окраина андийского типа, которому предшествовала островная дуга. При этом пояс отчетливо смещен относительно дуги в сторону Ханкайского массива.

Позднепермская активная континентальная окраина, по-видимому, наследовала активную границу более древнего возраста. В фундаменте позднепермского вулканического пояса прослеживается пояс среднепалеозойских гранитоидов, протягивающийся вдоль границы Ханкайского массива. В составе пояса, по данным Н. П. Лошака, наиболее ранними являются небольшие тела диоритов, кварцевых диоритов, монцодиоритов, габбро и габбро-диабазов. Преобладают порфирировидные биотитовые, лейкократовые и биотит-роговообманковые граниты, которые слагают крупный лентовидный трещинный массив, погружающийся под метаморфические породы фундамента массива. В качестве заключительной фазы выделяются небольшие тела граносиенитов и сиенитов. Гранитоиды прорывают силурийские отложения и перекрываются средним девонем.

В южной части Ханкайского массива в последние годы установлен мощный (около 5 км) осадочно-вулканогенный комплекс среднедевонского возраста, слагающий ряд крупных (60—70 км в поперечнике) вулканотектонических депрессий (Изосов, 1977). Среди магматических образований наиболее ранние покровы диабазов, спилитов и туфов основного состава, субвулканические тела и дайки диабазов, далее следуют покровы лав и туфов кислого состава, общая мощность которых оценивается в 3 км, экструзии и субвулканы липаритов и дацитов, покровы спилитов и андезитов, экструзии андезитов, интрузии габбро, монцонитов, сиенитов и граносиенитов.

В пределах п-ова Муравьева-Амурского, островов Рейнеке, Русского и в Хасанском районе северо-западного побережья Японского моря также намечается активная континентальная окраина позднепермского возраста, которая располагается к юго-западу от охарактеризованной выше активной окраины и, по-видимому, является ее продолжением.

На п-ове Муравьева-Амурского устанавливается верхнепермский островодужный вулканогенно-осадочный комплекс, образованный агломератами, туфами и реже лавами андезито-базальтов, андезитов и базальтов, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами (владивостокская свита до 1,5 км мощностью). По химическому составу вулканы соответствуют высокоглиноземистым базальтам, андезито-базальтам и андезитам с повышенными содержаниями окислов титана и железа. По данным В. А. Попеко, кривая фракционирования лантаноидов вулканитов по форме не отличается от кривой фракционирования лантаноидов базитов современных вулканов Большой Курильской дуги. По абсолютным содержаниям лантаноидов они значительно превосходят базиты Курильской дуги.

Вулканические породы прорваны небольшими телами габбро, габбро-диоритов, диоритов и плагиогранитов. Многочисленные экструзивные тела, дайки и силлы липаритов, гранит-порфиоров, дацитов прорывают

тела габброидов и иногда густо насыщают вулканические и осадочные породы. Вероятно, они соответствуют корневым зонам вулканов наложенного более молодого вулканического пояса.

Островодужный комплекс по фаунистическим и флористическим остаткам в соответствии с современной стратиграфической схемой сопоставляется с близким ему по составу вулканогенно-осадочным комплексом низов верхней перми (зона Neoschwagerina) на восточной окраине Ханкайского массива.

К западу от Амурского залива в разрезе владивостокской свиты возрастает роль песчаников, гравийных песчаников, туфопесчаников. Вулканические породы представлены туфами андезитов, дацитов, небольшими потоками андезито-дацитов и дацитов. Многочисленны дайки высокоглиноземистых базальтов, сходных по составу с покровными базитами п-ова Муравьева-Амурского. В вышележащей барабашской свите (верхняя часть верхней перми) вулканические породы преобладают в верхах разреза. Они представлены туфами липаритов, липарито-дацитов, дацитов. Реже встречаются андезиты и экструзивные тела липаритов, туфы лапиллиевые, гравийные, пепловые. Они залегают на известняках, алевролитах и глинистых сланцах. На протяжении от государственной границы СССР и КНР к долине р. Раздольной объем вулканитов возрастает и достигает максимума в нижнем течении р. Кедровой и в среднем течении р. Мангучай.

Липариты и дациты характеризуются умеренными содержаниями суммы щелочей при преобладании окиси калия над окисью натрия. Распределение окислов и особенности их изменения при росте SiO_2 сближают ассоциацию этих вулканитов с так называемыми контрастными ассоциациями вулканических поясов типа Охотско-Чукотского.

В ряде районов вблизи границы эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных систем известны офиолитовые комплексы раннепалеозойского возраста, которые по ряду признаков сопоставимы с разрезами океанической коры. Такие комплексы установлены на юго-западе Алазейско-Олойской системы, в хр. Арга-Тас и на юго-западе Корякской системы, в Пенжинском кряже. В хр. Арга-Тас они представлены подушечными лавами базальтов с прослоями граувакк и глинисто-кремнистых сланцев, граувакками, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами девонского возраста, которые ассоциируются с гипербазитами и нарушены чешуйчатыми надвигами (Натапов и др., 1977). Базальты по своим петрохимическим характеристикам сходны с современными океаническими базальтами. Ордовикские отложения в этом районе представлены кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами с трахитами и трахибазальтами (Мерзляков, 1971; Натапов и др., 1977) в отличие от существенно карбонатных мелководных толщ, характерных для расположенных южнее районов Омудевских гор.

В Пенжинском кряже в узком тектоническом клине чешуйчатого строения, располагающемся согласно с простиранием складчатых структур мезозоя, установлены породы базитового фундамента, представленные габброидами, амфиболитами и глаукофановыми сланцами, перекрытые базальтами с прослоями известняков, кремней и граувакк, а также филлитами с остатками ордовик-раннесилурийских граптолитов (Заборовская, Некрасов, 1974). В надвиговых чешуях здесь же известны грубообломочные породы нижнего карбона с галькой базальтов, андезитов и трахиандезитов.

Вулканические пояса палеозойского возраста вблизи охарактеризованных тектонических блоков, сложенных офиолитовыми комплексами, неизвестны. Остается неясным, имеем мы здесь дело с активными или пассивными континентальными окраинами, поскольку нельзя исключить возможность обнаружения известково-щелочных магматических образо-

ваний в этих удаленных и сравнительно еще слабо изученных районах при последующих более детальных исследованиях.

Фрагменты активных континентальных окраин палеозойского возраста устанавливаются в пределах Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы. Среди палеозойских образований известны вулканогенно-кремнистые глубоководные комплексы ранне-среднекаменноугольного возраста на Алазейском поднятии (Гуляев, 1975) и средне-позднекаменноугольного на Алуцинском (Довгаль, 1964), где предполагается их налегание на гипербазит-габбровый фундамент (Тильман и др., 1975, 1977). Липариты, дациты, андезиты и их туфы с горизонтами осадочных пород девонско-раннекаменноугольного возраста на Яракваамском и Северо-Олойском поднятиях, позднепалеозойского возраста на Алазейском поднятии близки к островодужным комплексам.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Проведенный анализ приводит к выводу, что структура ранее выделенных на северо-востоке Азии эвгеосинклинальных систем (Корякской, Сихотэ-Алинской и др.) (Тектоническое..., 1979) определяется сочетанием разновозрастных комплексов, характерных для современных активных континентальных окраин (аккреционного клина, вулканических поясов различного типа, междуговых, тыловых и других прогибов). Эти комплексы, сменяя друг друга по направлению к океану, образуют закономерные латеральные ряды, в которых они не только сопряжены пространственно, но и в соответствии с современными геодинамическими моделями связаны общностью происхождения. В каждой системе выделяется несколько таких рядов различного возраста, соответствующих определенным тектоническим этапам. Комплексы вышележащего ряда, за исключением аккреционного клина, накладываются на разнотипные более древние образования.

Это отчетливо видно на примере кайнозойских островодужных комплексов, которые даже в пределах одной дуги залегают на резко различных образованиях: на океаническом основании (центральная часть Курильской дуги, большая западная часть Алеутской дуги), на дислоцированных толщах мезозоя (Камчатка), мезозоя и палеозоя (восточная часть Алеутской дуги, дуга северо-западного Хонсю). То же самое устанавливается и для более древних островодужных комплексов, которые местами располагаются даже на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте (бассейн р. Уды). Вместе с тем в связи с общим смещением островных дуг и активных континентальных окраин в сторону океана обычно наблюдается смена по вертикали комплексов аккреционного клина островодужными и далее граувакковыми и флишевыми толщами тыловых прогибов. Эта вертикальная последовательность комплексов не может служить основанием для выделения этапов или стадий тектонического развития (например, ранних, средних и поздних стадий развития геосинклиналей), поскольку комплексы принадлежат различным латеральным рядам. Совмещение их в едином вертикальном разрезе обусловлено не генетическими причинами, а может быть случайным (например, зависеть от характера изменений региональных полей напряжений, скорости спрединга и др.).

Смещение островных дуг к океану, отчетливо устанавливаемое, начиная с раннего мезозоя, происходило не путем постепенного, волнообразного накатывания, а резкого перемещения на расстояние от 150 до 500 км на новую позицию. При этом существенное значение имело заклинивание микроконтинентами зон Бенъофа. Этот процесс сопровождался сменой полей напряжений. В результате новые дуги обычно закладывались под углом к древним структурам, срезая их и отшнуровывая участки океанического дна.

Ряд признаков свидетельствует о закономерном возникновении окраинно-континентальных вулканических поясов (Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского и др.) и, следовательно, окраин андийского типа на месте прежней островной дуги. Вулканические пояса перекрывают островодужные комплексы, лишь несколько смещаясь в сторону континента; междуговые прогибы, связанные с поясами, наследуют аналогичные прогибы предшествующих островных дуг. Такие соотношения устанавливаются в Пенжинском прогибе, примыкающем к Охотско-Чукотскому поясу и в Западно-Сахалинском прогибе, противостоящем Восточно-Сихотэ-Алинскому поясу. Заложение окраинно-континентальных вулканических поясов происходит на консолидированном фундаменте вслед за орогеническими движениями, охватывающими располагающиеся в тылу миогеосинклинальные зоны и тыловые прогибы. Так, формированию Охотско-Чукотского пояса предшествовала колымская складчатость Верхояно-Чукотской области, формированию Восточно-Сихотэ-Алинского пояса — предсенонская складчатость Сихотэ-Алиня. Эти особенности свидетельствуют о значительной тектонической активности континентальной плиты, превышающей активность погружающейся под нее океанической плиты. Завершают развитие окраинно-континентальных вулканических поясов излияния однородных на больших площадях плато-базальтов повышенной щелочности. Эти излияния связаны с зонами растяжения на сводах, возникающих на месте вулканических поясов после отмирания зон Беньюфа.

Многие островные дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса располагаются вдоль границ древних, сформированных еще в раннем докембрии, сиалических мегаблоков (Парфенов и др., 1979), составляющих основу Восточно-Сибирского континента, Буреинско-Ханкайского, Чукотского и Охотоморского микроконтинентов. Наращивание Азиатского континента происходило не только за счет смещения островных дуг в сторону океана, но и за счет слияния сиалических мегаблоков в единую континентальную массу.

Наряду с островодужными и окраинно-континентальными вулканическими поясами на северо-востоке Азии намечаются коллизионные вулканические пояса. К типу коллизионных относятся меловые Умлекано-Огоджинский пояс, Чукотское звено Охотско-Чукотского пояса, которое через о. Святого Матвея, по-видимому, протягивается на Аляску (Patton et al., 1976) и др. Пояса этого типа располагаются целиком во внутриконтинентальных районах, вдоль границ, замкнувшихся к началу их формирования коллизионных складчатых систем (Монголо-Охотская, Южно-Ануйская и др.)

Без допущения крупных горизонтальных перемещений древних сиалических мегаблоков трудно объяснить расположение и характер границ палеозоогеографических поясов на северо-востоке Азиатского континента. Обращает на себя внимание резкость этих границ и совпадение их с шовными зонами, разделяющими мегаблоки. Особенно четко это видно на примере позднего палеозоя (в частности, среднего — позднего карбона), когда климатическая дифференциация фаун была проявлена достаточно контрастно. Южно-Ануйская система, разграничивающая Восточно-Сибирский и Чукотский мегаблоки, является рубежом между расположенными к северу и северо-востоку от нее областями распространения комплексов органических остатков, в которых существенную роль играют фузулиниды, считающиеся неотъемлемым элементом теплолюбивых тетических фаун (мыс Кибера и прилегающие районы, о. Врангеля, Новосибирские острова), и территориями к югу от нее, характеризующимися типично бореальными комплексами брахиопод и полным отсутствием фузулинид (Рогозов и др., 1970; Соловьева, 1975; Устрицкий, 1971). Монголо-Охотская система разделяет Восточно-Сибирский мегаблок, в пределах которого в позднем палеозое были распространены бореальные

комплексы фауны, и Буреинско-Ханкайский мегаблок, с обильными и разнообразными фузулинидами (Решения..., 1971; Устрицкий, 1971).

Существование фрагментов активных континентальных окраин палеозойского возраста, которые во многом сходны с аналогичными образованиями мезозоя и кайнозоя, позволяет предполагать, что намеченные общие закономерности тектонической эволюции активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления имели место и в палеозое. Активные и пассивные палеозойские континентальные окраины пространственно большей частью совпадают с раннемезозойскими, располагаясь параллельно им, но местами, как, например, в пределах Алазейско-Олойской системы, они резко дискордантны по отношению друг к другу.

Необходимые для суждения данные о присутствии или отсутствии активных континентальных окраин докембрийского возраста в северо-западном обрамлении Тихого океана отсутствуют. Анализ материалов по докембрию всего тихоокеанского обрамления (Парфенов, 1976) приводит к выводу о преобладающем распространении в позднем докембрию пассивных континентальных окраин.

Литература

- Александров А. А., Богданов Н. А., Бялбжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Авторы А. Г. Гайнанов, Ю. А. Павлов, П. А. Строев, П. М. Сычев, И. К. Туезов. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Афанасьева Н. С. Основные черты эоценового магматизма Пенжинского прогиба (Северо-Восток СССР).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 11.
- Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., «Наука», 1978.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1 : 2 500 000).— В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11. Магадан, 1964.
- Власов Г. С., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М., «Наука», 1978.
- Волбуева В. И., Красный Л. Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М., «Наука», 1979.
- Городицкий М. Е., Довгаль Ю. М. Структурное положение гипербазитов Западной Чукотки.— Геол. и геофизика, 1968, № 7.
- Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.
- Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Довгаль Ю. М. Офиолитовые формации Алучинского поднятия.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Заблюцкий Е. М., Сытина Н. М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным.— Геол. и геофизика, 1974, № 11.
- Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж).— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
- Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития в мезокайнозое северной части Корякского нагорья.— Автореф. канд. дис. М., Геол. ин-т АН СССР, 1978.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
- Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972.
- Изосов Л. А. Палеозойские вулcano-тектонические структуры юго-западного Синегорья (Приморский край).— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
- Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Тектоника Дальнего Востока.— Геол. и геофизика, 1977, № 11.
- Лошак Н. П. Особенности строения некоторых вулcano-тектонических структур юга Дальнего Востока.— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. М., «Наука», 1971.

- Мигович И. М.* Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны.— Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1972.
- Наташов Л. М., Зонешайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дягтерев В. С., Савосина А. К., Артемов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П.* Геологическое развитие Колымо-Индигирского района и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.* Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченной Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.* О геологической природе Хоккайдо-Сахалинского гравитационного минимума.— Докл. АН СССР, 1974, т. 207, № 6.
- Парфенов Л. М.* Докембрийские платформы и геосинклинальные пояса. Хабаровское книжн. изд-во, Хабаровск, 1976.
- Парфенов Л. М., Карсаков Л. П., Натальин Б. А., Попеко В. А., Попеко Л. И.* Древние сналические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока, их типы и тектоническая природа.— Геол. и геофизика, 1979, № 2.
- Радзивилл А. Я.* Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Анойского хребта.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
- Радзивилл А. Я., Палымский Б. Ф.* Стратиграфия нижнемеловых континентальных образований Анойско-Анадырского междуречья.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 20, 1972.
- Решения 2-го Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания. Л., 1971.
- Рогозов Ю. Г., Васильева Н. М., Соловьева М. Ф.* Каменноугольные отложения севера центральной Чукотки.— Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия, вып. 30. Л., 1970.
- Семенов Д. Ф.* Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск, 1975.
- Соловьева М. Ф.* Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижне- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки.— В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. НИИГА, Л., 1975.
- Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. Авторы: Л. М. Парфенов, Н. В. Бердников, И. П. Войнова, А. А. Врублевский, Л. П. Карсаков, Г. Л. Кириллова, В. А. Леглер, Б. А. Натальин, В. А. Попеко, Л. И. Попеко, А. А. Савельев, Д. Ф. Семенов, В. П. Уткин, Г. Ф. Уфимцев, В. В. Юшманов. М., «Наука», 1979.
- Тильман С. М.* Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколмыя.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1. Магадан, 1962.
- Тильман С. М., Бялбужеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Устиев Е. К.* О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
- Устрицкий В. И.* Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики.— Тр. НИИГА, т. 134. Л., 1971.
- Уткин В. П.* Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3.
- Филатова Н. И.* Меловой палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей.— Геотектоника, 1979, № 5.
- Шимараев В. Н.* Вулканические пояса восточной части Охотского моря.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
- Dickinson W. R. and Hatherton T.* Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— Science, 1967, v. 157, No. 3790.
- Dickinson W. R., Seely D. R.* Structure and stratigraphy of forearc regions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1979, v. 63, No. 1.
- Filth T. J.* Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to South-East Asia and the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 23.
- Geology and mineral resources of Japan. Third ed. Geol. Surv. Japan, 1977.
- Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin.— Tectonophysics, 1977, v. 38, No. 1—2.
- Karig D. E., Sharman G. F.* Subduction and accretion in trenches.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86.
- Larson R. L., Chase C. G.* Late Mesozoic evolution of the Western Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 23.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arc and continental margins.— Amer. J. Sci., 1974, No. 4.

- Parfenov L. M., Voinova I. P., Nata'in B. A., Semenov D. F.* Geodynamics of North-East Asia in Mesozoic and Cenozoic Time and the nature of volcanic belt.— *J. Phys. Earth*, 1979, v. 26, Suppl.
- Patton W. W.* Reconnaissance Geology of the Northern Yukon-Koyukuk Province, Alaska.— *Geol. Survey, Prof. Paper 774-A*, 1973.
- Patton W. W., Lanphere M. A., Miller T. P., Scott R. A.* Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Mathew Island, Bering Sea, Alaska.— *J. Res. U. S. Geol. Survey*, 1976, v. 4, No. 1.
- Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G.* Trench slope model.— In: *The Geology of continental margins*. Springer, Berlin, 1974.

Институт тектоники и геофизики
Хабаровск

Статья поступила
21 января 1980 г.

УДК 551.243.4(571.65)

Э. С. АЛЕКСЕЕВ

КУЮЛЬСКИЙ СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ И СТРОЕНИЕ ТАЛОВСКО-МАЙНСКОЙ ЗОНЫ (Корякское нагорье)

Рассматривается строение внешней зоны Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы. Во фронтальной ее части выделяется Куюльский серпентинитовый меланж, фрагментом которого является одноименный гипербазитовый массив. Выше располагается серия чешуй, образованных вулканогенно-кремнистыми отложениями поздней юры — валанжина (кингивеевская свита), терригенными отложениями нижнего мела (от валанжина до альба), реже — верхнепалеозойскими и верхнетриасовыми отложениями. Метаморфические породы, относившиеся прежде к девону, рассматриваются как глаукофан-зеленосланцевая фация кингивеевской свиты. Формирование чешуйчато-надвиговой структуры продолжалось с конца юры до сенона.

В познании геологического строения Таловских гор и прилегающей территории большая роль принадлежит исследованиям П. Г. Туганова, А. И. Пулькиной, М. Н. Кожемяко, И. Е. Заединовой, А. Ф. Михайлова, В. П. Похиалайна, А. А. Коляды. Полученный громадный материал обобщен в публикациях А. Ф. Михайлова (1955, 1960, 1962, 1966), А. Ф. Михайлова и И. Е. Заединовой (1960), М. В. Богдаевой и В. Г. Матвеевко (1960), В. П. Похиалайна (1967), Г. П. Авдейко (1968); Н. Л. Добрецова, Л. Г. Пономаревой (1965); Л. Г. Пономаревой, Н. Л. Добрецова (1966).

Эти работы свидетельствуют о весьма интересном и сложном строении рассматриваемого района, принадлежащего, по сложившимся в 60-х годах представлениям, к Таловско-Майнскому антиклинорию Анадырско-Корякской складчатой области (Тильман и др., 1969).

Положение района в зоне перехода от океана к континенту, где решаются вопросы направленности развития земной коры, продолжает вызывать к нему живой интерес и в последнее десятилетие. Происхождение офиолитовых комплексов Корякского нагорья и, в частности, рассматриваемого района разбирается в работах Г. В. Пинуса и др. (1973), В. В. Велинского (1979). История развития этой территории и место в ней офиолитовой ассоциации с позиций новой геосинклинальной теории освещены в работах Г. Е. Некрасова (1971, 1976), Н. Б. Заборовской, Г. Е. Некрасова (1974); С. В. Руженцева, М. С. Маркова, Г. Е. Некрасова, С. Г. Бялбжеского (1977), затронуты в работе А. А. Александрова (1978).

Тем не менее при неослабевающем интересе геологов и столь длительном изучении района планомерное геологическое картирование его до настоящего времени не завершено.

В 1978—1979 гг. автору совместно с Н. В. Валединской и И. М. Мерцаловым довелось осуществлять среднемасштабную геологическую съемку и редакционные работы в бассейне среднего течения Таловки. В ито-

ге работ был получен ряд новых данных по стратиграфии района. Установлено, что изучавшаяся территория характеризуется чешуйчатонадвиговым строением и принадлежит крупной аллохтонно построенной зоне, полого погружающейся к северо-западу. Выявлено широкое развитие серпентинитового меланжа вдоль юго-восточного фланга этой зоны, скрытого на значительном протяжении под образованиями Парапольской впадины.

В связи с этим остается неясным вопрос о составе и строении автохтона. Можно лишь предполагать, что кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения поздней юры — валанжина и готеривская олистострома, выведенные на поверхность в бассейне рек Гыйныкваям и Йыгытлаваям и перекрытые меланжем, представляют собой параавтохтон.

ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС И МЕЛАНЖ

Офиолитовый комплекс, развитый в районе, образован вулканогенно-кремнистыми отложениями поздней юры — валанжина (кингивеевская свита), габбро и гипербазитами. Последние наиболее широко развиты в Таловских горах и хр. Пыйык, где слагают крупнейший на юге Корякского нагорья (около 330 км²) Куюльский массив.

Взгляды на происхождение и становление этой офиолитовой ассоциации трансформировались во времени синхронно с развитием и пересмотром общих представлений о роли и положении офиолитов в геосинклинальных областях.

Первые представления о Куюльском массиве были высказаны А. Ф. Михайловым (1955, 1960). По его мнению, это интрузивный факолит, внедрившийся в сводовую часть крупной антиклинали.

Позднее Куюльский массив рассматривается уже в качестве пластинчатой протрузии гипербазитов (Пинус и др., 1973; Велинский, 1979) мощностью около 1 км с крутым северо-западным контактом и полого погружающейся на юго-восток. При этом габброиды считаются более молодыми интрузивными образованиями.

Многочисленные выходы основных вулканитов, яшм, известняков и других пород среди гипербазитов Куюльского массива рассматривались всеми исследователями, а некоторыми и до сих пор считаются останцами кровли, либо ксенолитами.

Выходы пород офиолитовой ассоциации в северо-восточном окончании Куюльского массива и далее на его продолжении относились к вулканогенно-кремнистой толще, прорванной многочисленными телами гипербазитов и габбро. Возраст толщи А. Ф. Михайлов и И. Е. Заединова определяли как мезозой — палеозой, А. А. Коляда считал ее среднедевонской (?), а по данным Л. В. Заботкина и В. М. Калинина (объединение «Аэрогеология») — это кингивеевская свита раннего мела.

И самое главное, нужно отметить, что большинством исследователей упускалась из виду интенсивная тектоническая переработка пород офиолитовой ассоциации. Лишь в материалах М. Н. Кожемяко и И. Е. Заединовой имеются сведения о тектонических брекчиях в гипербазитах Куюльского массива.

В последнее время в связи с развитием новых представлений о геосинклинальном процессе (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972; Книппер, 1970; Пушаровский, 1972; Руженцев и др., 1977) происходит пересмотр истории развития геосинклинальных областей и выявляются новые черты их строения. Установлена, в частности, весьма важная роль такого специфического образования, как серпентинитовый меланж. Существование его ранее обычно ускользало от внимания большинства отечественных геологов.

В Корякском нагорье серпентинитовый меланж впервые отмечен Н. А. Богдановым (1970) в бассейне р. Хатырки. Позднее на северо-востоке Корякии аналогичные по строению зоны выявлены и подробно рас-

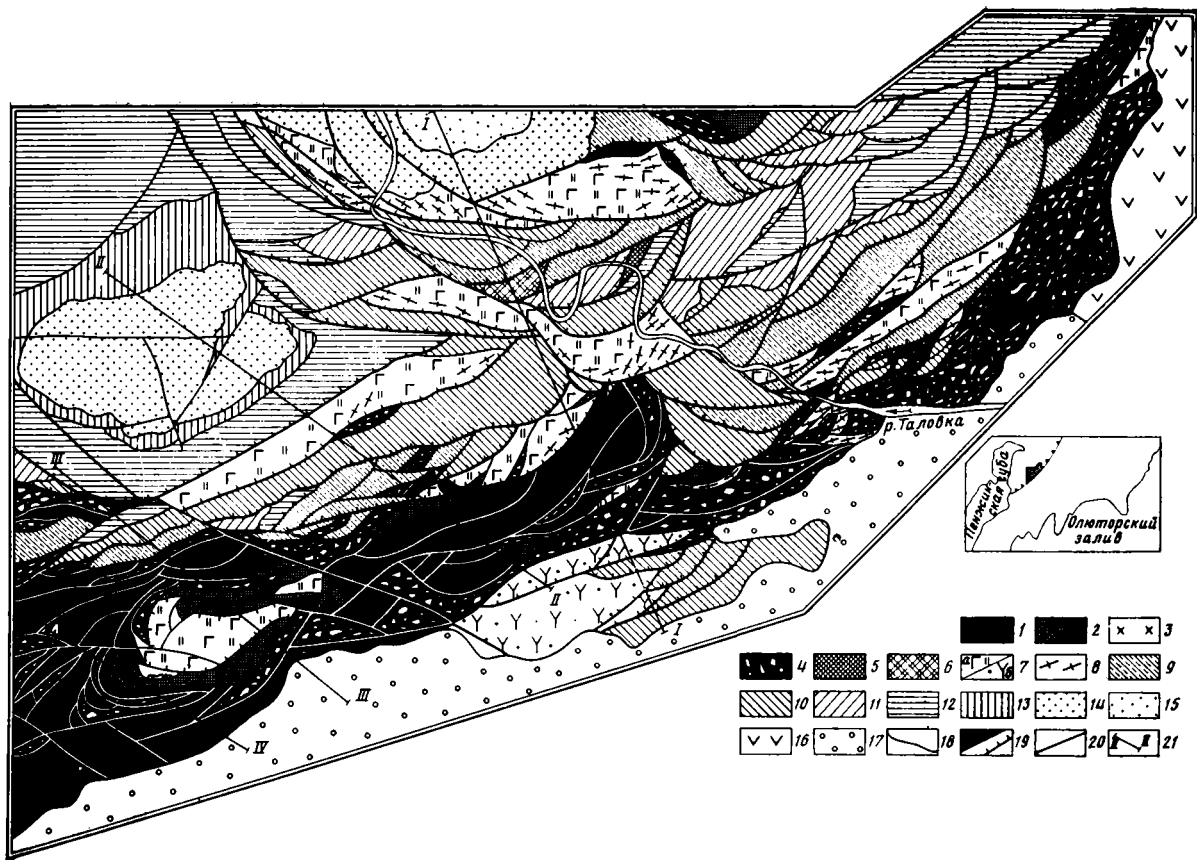


Рис. 1. Геологическая карта бассейна среднего течения р. Таловки (составил Э. С. Алексеев, Н. В. Валеди́нская, И. М. Мерцалов с использованием материалов А. А. Коляды, Л. В. Заботкина, В. М. Калинина)

1 — гипербазиты; 2 — габбронды; 3 — габбро-диориты; 4 — серпентинитовый меланж; 5 — верхний карбон — нижняя пермь; 6 — верхний триас; 7—8 — верхняя юра — валанжин (кингвеевская свита); 7 — осадочно-вулканогенные отложения: а — базальты, андезито-базальты, их туфы, яшмы, кремнистые породы; б — туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы основного состава, кремнистые породы; 8 — метаморфические сланцы; 9 — средний — верхний валанжин (мялкасынская свита); 10 — готерив — баррем (тылакрьельская свита); 11 — баррем — апт (кармаливая свита); 12 — апт — альб (тихореченская свита); 13 — альб (кедровская свита); 14 — верхний альб — турон (?) (мамечтинская свита); 15 — эоцен; 16 — эоцен — олигоцен (велолныкская свита), эффузивы разного состава; 17 — рыхлые четвертичные отложения; 18 — геологические границы; 19—20 — разломы; 19 — надвиги, взбросы; 20 — сбросы; 21 — линии геологических профилей и их номера. На врезке изображено положение района на территории Корякского нагорья

смотрены А. А. Александровым (1973, 1978); А. Д. Чеховым, С. Г. Бялоб-
жеским, А. А. Александровым (1974); О. Н. Ивановым, Ш. Х. Баратовым
(1974); Ю. А. Колясниковым (1977).

Исследования, проведенные нами в Таловских горах, показывают, что
развитые здесь гипербазиты и габброиды не являются интрузивными те-
лами, прорывающими вмещающие породы. Офиолитовая ассоциация в
совокупности с целым рядом других пород образует сложно построенную
тектоническую смесь.

По сути дела мы сталкиваемся в этом районе с типичным серпенти-
нитовым меланжем (рис. 1), который по названию известного гипербазито-
вого массива предлагается именовать Куюльским.

Куюльский серпентинитовый меланж в виде полосы шириной от 3—4
до 15—16 км прослеживается от бассейна р. Ганкуваям (западная гра-
ница района исследований) примерно на 75 км к северо-востоку на
правобережье нижнего течения Энычаваяма, а, возможно, продолжается
и далее.

Цементирующей массой в меланже являются грязно-зеленые или жел-
то-салатные серпентиниты, развальцованные, местами перетертые в тру-
ху, либо превращенные в голубовато-серую глинистую массу с беспоря-
дочно распределенными в ней глянцевыми «чечевицами» серпентинитов.

Кластическая часть меланжа образована преимущественно породами
офиолитовой ассоциации — базальтами, их туфами; яшмами сургучного,
бордового и серо-зеленого цвета; неизменными перидотитами, габбро;
встречаются глыбы пород полосчатого габбро-перидотитового комплек-
са, амфиболитов, метаморфических сланцев, габбро-диоритов, диагно-
гранитов, серо-розовых мраморизованных известняков, туфопесчаников.

Все эти породы в виде глыб, обломков, клиньев, чешуй, пластин раз-
мером от десятков сантиметров до 1 км и более в поперечнике совершенно
беспорядочно и неравномерно замешаны в серпентинитовом матриксе.
На отдельных участках наблюдаются лишь единичные глыбы в серпен-
тинитах, в других местах обломки и вмещающая масса примерно равны
по объему. В ряде случаев кластическая часть преобладает в объеме и
глыбы разделены лишь серпентинитовыми «рубашками» или примазками
толщиной не более 1 см. Изредка наблюдаются переходы к автокластиче-
скому меланжу — бесцементной брекчии, где обломки очень плотно
прижаты друг к другу.

Не вызывает сомнений, что внутреннее строение меланжа, наблюдаю-
щееся на поверхности, сохраняется и с глубиной. По крайней мере не
отмечается каких-либо отличий в строении зоны, обнаженной на абсолю-
тных отметках от 600—650 до 70—90 м.

В свете изложенного Куюльский массив может рассматриваться
только как крупная тектонизированная пластина в меланже (рис. 2).

Массив сложен преимущественно гарцбургитами, реже — лерцолита-
ми и верлитами, апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами.
Меньшую роль играют габбро и габбро-нориты. Петрография всех этих
пород изучена достаточно подробно (Михайлов, 1962; Пинус, 1973; Ве-
линский, 1979), и в настоящей статье нет необходимости на ней остано-
вливать. Отметим лишь, что в породах часто обнаруживаются признаки
динамических напряжений. Они проявляются в присутствии деформиро-
ванных, изогнутых и раздробленных кристаллов; в неравномерном об-
лачном угасании минеральных зерен; в появлении двойников трансляции
у оливины.

Как известно, одним из основных вопросов, связанных с офиолитами,
был и остается вопрос о становлении этих комплексов и в первую оче-
редь о соотношении гипербазитов и габбро. Что касается Куюльского
массива, то, вплоть до настоящего времени (Велинский, 1979), все габ-
броиды рассматриваются в качестве относительно молодых интрузий,
прорывающих гипербазиты.

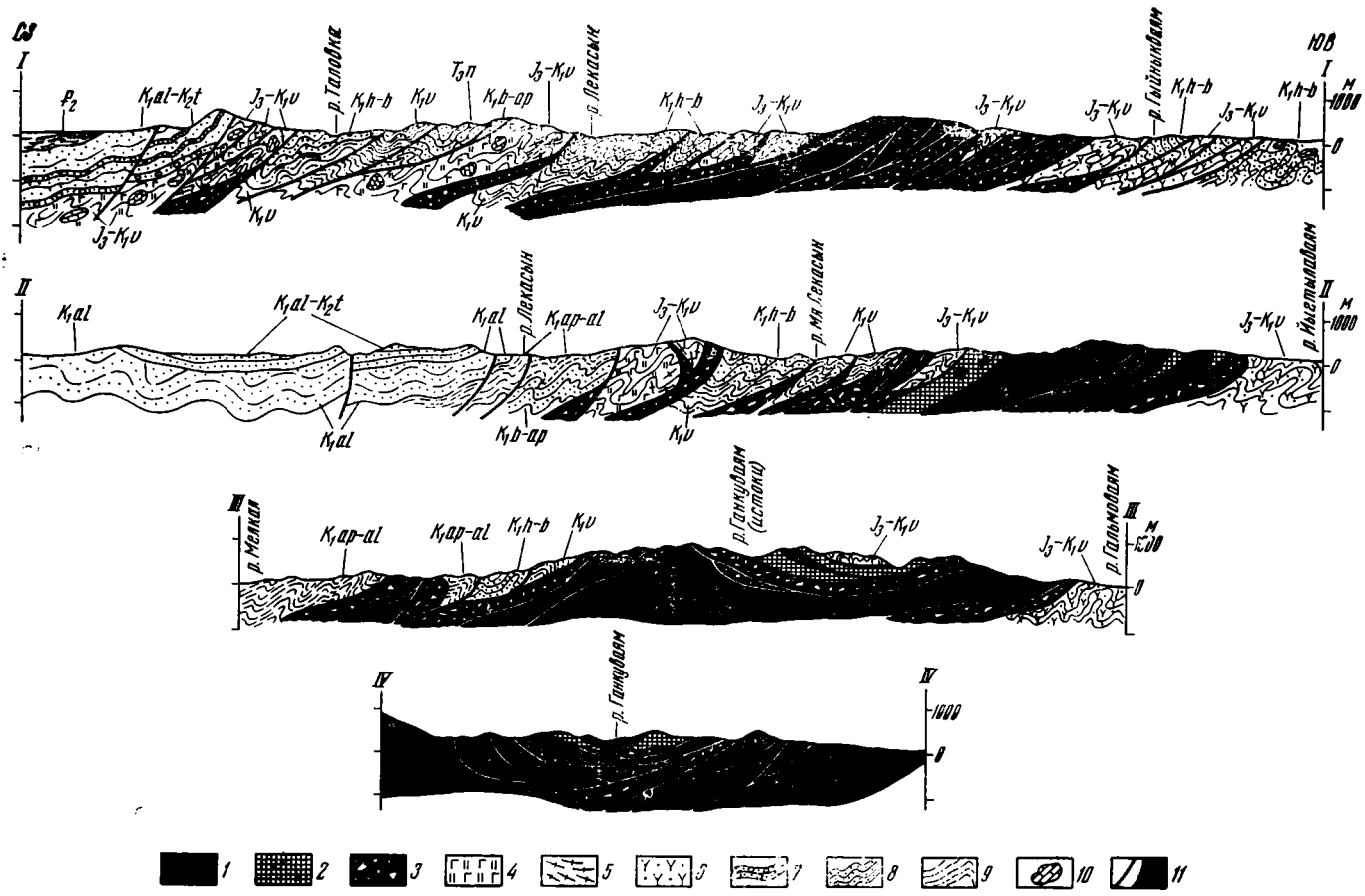


Рис. 2. Геологические профили через внешнюю часть Таловско-Майнской зоны и Куюльский меланж (увеличено в 2 раза по отношению к рис. 1)
 1 — гипербазиты, 2 — габброиды, 3 — серпентинитовый меланж, 4 — кремнисто-вулканогенные отложения, 5 — метаморфические сланцы; 6 — кремнисто-туфотерригенные отложения; 7 — конгломераты, гравелиты; 8 — песчаники; 9 — алевролиты, аргиллиты; 10 — глыбы мраморизованных известняков; 11 — разломы

По нашим наблюдениям, габброиды слагают пластины и блоки, имеющие тектонические контакты с перидотитами и серпентинитами, часто отделяясь от них полосами меланжа.

Так, в верхнем течении р. Ганкуваям наблюдается (и в общем-то достаточно хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках) серия тектонических чешуй, образующих небольшую пологую синформу, где все тектонические контакты полого наклонены к центру. Последовательность чешуй снизу вверх в целом выглядит так: 1 — перидотиты, в разной степени серпентинизированные, расслоенные на разных уровнях серпентинитовым меланжем, 2 — серпентинитовый меланж, 3 — габброиды, 4 — вулканогенно-кремнистые отложения кингивеевской свиты.

В современном эрозионном срезе эти чешуи соотносятся кулисообразно (см. рис. 1), и кингивеевская свита местами приведена в соприкосновение с меланжем или перидотитами, так как выклинивается пластина габброидов. Последние на значительном протяжении контактируют с перидотитами (выклинивается меланж).

В составе габброидов здесь преобладает среднезернистое нормальное габбро, реже встречаются габбро-нориты, изредка — оливинсодержащие разновидности. Отмечается амфиболизация габбро. Вместе с тем контакты габброидной пластины четкие и резкие, сопровождаются милонитизацией, иногда окварцеванием. В основании габброидов лишь местами фиксируются зонки троктолитов и полосчатого габбро (мощностью 15—20 м и незначительной протяженности), срезанные плоскостью надвига. Обычно же на значительном протяжении наблюдается резкий переход от серпентинизированных передробленных перидотитов (иногда это брекчии серпентинитов с карбонатным цементом) к серому среднезернистому габбро с нормальной габбровой структурой.

В разрезе кингивеевской свиты, формирующей здесь верхнюю пластину, чередуются зелено-серые и бордовые яшмы с радиоляриями койвэр-эленского комплекса, мелко- и среднеобломочные туфы основного состава, миндалекаменные базальты и андезитобазальты. Преобладают субмеридиональные простирания пород с крутыми (40—70°) падениями в западных или восточных румбах. Плоскостью пологого надвига, секущего по отношению к слоистости и сопровождаемого зонами дробления, окварцевания, изредка пиритизации, эти отложения отделяются от нижележащей пластины габбро и не несут никаких следов экзоконтактового воздействия.

Более того, в зоне этого надвига локализовано несколько выходов габбро-диоритов и плагиогранитов, обнажающихся в виде отдельных останцов площадью до 1 км². Часть из них приурочена к самым верхам габброидной пластины, другие — к основанию пластины, образованной кингивеевской свитой. Никаких контактовых изменений в окружающих породах в связи с этими образованиями не отмечается, а сами они характеризуются гнейсовидными текстурами и интенсивно катаклазированы (практически это — катаклазиты).

Характер выходов этих пород, их интенсивная тектоническая переработка, отсутствие вокруг них контактовых изменений и ранее вызывали сомнения в их интрузивном происхождении. Вероятно, именно по этим причинам И. Е. Заединова, детально изучавшая породы Куюльского массива, в том числе и эти, не сочла возможным рассматривать их как интрузии и назвала «остатками кровли габбро-диоритового и плагиогранитного состава» на Куюльском массиве.

Нам думается, что перечисленные особенности этих пород, могут быть легко объяснены, если трактовать их как реликты габбро-диорит-плагиогранитного слоя меланократового фундамента, растащенные и затертые в виде глыб в процессе шарьирования. Косвенным подтверждением этого может служить наличие глыб аналогичных по составу пород размером

до нескольких метров в поперечнике в серпентинитовом меланже хр. Оленьего.

Образование Ганкуваямской синформы, строение которой рассмотрено выше, является, по нашему мнению, результатом тектонического смещения и последующей деформации образующих ее пластин.

Примерно в 10 км северо-восточнее в бассейне правых притоков р. Мя Лекасын наблюдаются соотношения габбро и перидотитов с элементами типичной для таких случаев зональности. Извилистая граница этих пород в сочетании с рельефом отражает залегание габбро на перидотитах и пологое погружение плоскости контакта к северо-западу. На значительном протяжении здесь соприкасаются по резкому контакту нормальное среднезернистое зеленовато-серое габбро и серпентинизированные перидотиты. Дробление пород и милонитизация проявлены слабее, чем в бассейне Ганкуваяма.

В основании габброидов у границы с перидотитами иногда выделяются прерывистые зонки мощностью до 25—30 м и протяженностью до 100 м неравномерно-зернистого оливинового габбро и пироксеновых троктолитов. Встречаются и выходы полосчатого габбро, где полосчатость ориентирована самым разнообразным образом: под углом к контакту, перпендикулярно к нему. В случаях, когда полосчатость габброидов и линия контакта параллельны, падения их прямо противоположны (контакт гипербазитов и габбро — аз. пад. $320-330^\circ \angle 20-35^\circ$; полосчатость в габбро — аз. пад. $100-120^\circ \angle 30^\circ$).

В перидотитах близ границы с габбро местами отмечаются плагиоклазсодержащие разности, резко сменяющиеся выше нормальными среднезернистыми габброидами.

Такое строение зоны перехода (контакта) и незначительная ее мощность, по сути дела не отличающиеся от наблюдавшегося в Ганкуваямской синформе, по нашему мнению, определены тектоническими соотношениями габброидов и подстилающих их перидотитов. При этом полосчатое габбро (а, возможно, и троктолиты) мы считаем, образуют здесь не зоны или линзы парамагматического происхождения, как полагают Г. В. Пинус и др. (1973) и В. В. Велинский (1979), а слагают затертые вдоль тектонического контакта разноориентированные блоки.

Зона развития полосчатого комплекса, приуроченная в стратифицированном разрезе офиолитов к границе гипербазитов и габбро, по всей видимости, являлась основным уровнем тектонического расчленения и дробления офиолитов в процессе шарьирования (Книппер, 1970, 1978; Руженцев и др., 1977). В итоге значительный объем этих образований был переведен в кластическую часть серпентинитового меланжа, где встречаются многочисленные глыбы полосчатого комплекса габбро-перидотитов со слоями мощностью от 3—4 см до 1,5 м; полосчатого габбро, меланократового оливинового габбро и габбро-норитов, габбро-амфиболитов.

Весьма интересными, на наш взгляд, являются и такие факты. В истоках правого нижнего притока р. Мя Лекасын близ перевала в руч. Олений вдоль тектонического контакта перидотитов с яшмоидами кингивеевской свиты наблюдается небольшая полоса серпентинитового меланжа шириной до 100 м и протяженностью около 2 км. Между меланжем и перидотитами залегает тело габбро мощностью около 80 м видимой протяженностью порядка 700 м (а по развалам до 1,2 км). Габбро среднезернистое светло-серое. В контактовых частях его отмечаются прерывистые полосы родинитов мощностью до 1 м, сменяющиеся к периферии полосчатой зоной габбро-перидотитов (чередуются слои 0,5—4 см) мощностью в первые метры, которая отмечается и в висячем и в лежащем боках тела габбро.

Сходная картина отмечается на левобережье Таловки против устья Милутваяма, где в серпентинитовом меланже залегает тело габбро мощ-

ностью 80 м, протяженностью около 1,5 км. Габбро в центральной части тела зелено-серое среднезернистое, в приконтактовых частях — меланократовое, иногда полосчатое с ксенолитами серпентинитов до нескольких метров в поперечнике.

Сейчас трудно однозначно ответить на вопрос о происхождении подобных тел габбро. Нам представляется, что скорее всего это крупные дайки, внедрившиеся в процессе шарьяжеобразования. Тела габбро, синхронные шарьяжеобразованию, отмечались нами в Вывенско-Ватынском офиолитовом покрове (Алексеев, 1979).

Вопрос о возрасте габброидов и перидотитов Куюльского меланжа, как и в других офиолитовых ассоциациях, остается открытым. Имеющиеся в нашем распоряжении абсолютные датировки калий-аргоновым методом по валу¹ укладываются для габбро в интервале 115—121 млн. лет (3 анализа), а для перидотитов — 112—132 млн. лет (4 анализа) и скорее всего отражают не время формирования этих горных пород, а время их выдвигания в верхние горизонты земной коры (Пейве, 1969). По всей вероятности, это был рубеж валанжина и готерива, так как галька гипербазитов и габбро встречается в конгломератах тылакрьельской свиты готерива — баррема.

Остановимся теперь на возрастной принадлежности других пород, входящих в меланж. Пожалуй, определеннее всего можно судить о кремнистых породах и яшмах грубослоистых вишневых, сургучных, серо-зеленых, темно-серых. Во многих разобщенных по площади точках они содержат радиолярии койвэреленского комплекса, что определяет их принадлежность к поздней юре — валанжину. С этими яшмоидами тесно ассоциируют базальты, андезито-базальты и туфы основного состава. Они часто слагают единые с яшмами кластические тела и представляют собой фрагменты единых разрезов кингивеевской свиты.

Метаморфические сланцы, развитые в описываемом районе, как будет показано далее, связаны постепенными переходами с базальтами, туфами кингивеевской свиты и представляют собой глаукофан-зеленосланцевую фацию этих пород. На этом основании предполагается послепермский возраст метаморфических сланцев, образовавшихся, по-видимому, при сильном одностороннем стрессе в процессе формирования чешуйчатой структуры Галовско-Майнской зоны.

Наряду с описанными яшмоидами встречаются серовато-розовые и мяско-красные слоистые сильно дислоцированные кремни в переслаивании с мраморизованными известняками бледно-розовыми, серыми, белыми. Последние часто встречаются и в виде самостоятельных глыб. На исследованной территории органических остатков в этих породах не обнаружено. Севернее, в Пенжинском краже аналогичные известняки содержат фауну девона, что дает основание предполагать наличие в Куюльском меланже пород девонского возраста.

Таким образом, в Куюльском меланже мы имеем дело с набором практически всех главных пород, присущих, по современным представлениям, разрезу земной коры океанического типа (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Пейве и др., 1971, 1972; Пущаровский, 1972; Марков, 1975). Среди них преобладают перидотиты и серпентиниты, несколько меньше распространены габбро, амфиболиты, полосчатый комплекс, метаморфические сланцы, габбро-диориты, плагиограниты. Кроме того, в меланже затерты клинья и чешуи пород вышележащего аллохтонного пакета и глыбы экзотических пород. В целом по составу кластической части Куюльский меланж является *полимиктовым меланжем 2-й категории* (Перфильев, Руженцев, 1973).

¹ Лаборатория абсолютного возраста объединения «Аэрогеология», аналитик Орлов Н. П.

Куюльский серпентинитовый меланж хорошо выделяется на местности по останцовому рельефу, когда отдельные глыбы крепких пород торчат среди поля серпентинитовой трухи.

Северное ограничение Куюльского меланжа представляет собой кулисообразное сочетание дугообразно выгнутых к юго-востоку, югу и востоку надвигов и взбросов. Они прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках и в большинстве случаев хорошо картируются по перегибам рельефа, ложбинам, сериям седловин, уступам, сопровождаемым зонами дробления, рассланцевания, зонами окварцевания и карбонатизации, гляцевыми зеркалами скольжения. Сочетание этих нарушений с рельефом таково, что позволяет предполагать падение всей зоны в целом только к северо-западу.

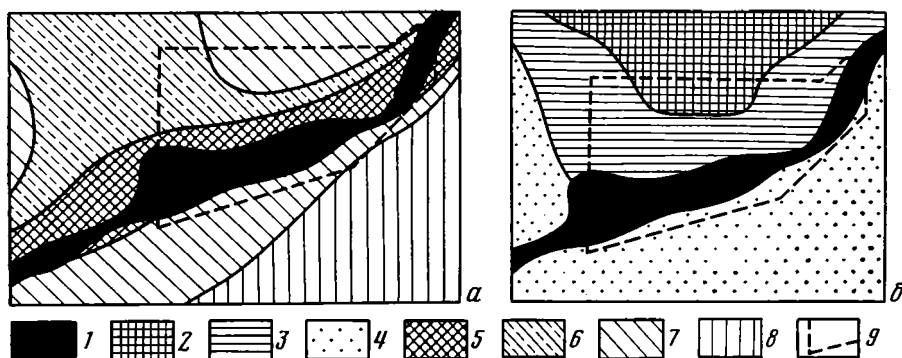


Рис. 3. Соотношение Куюльского меланжа с физическими полями

(*а* — с магнитным полем (ΔT); *б* — с полем силы тяжести)

1 — серпентинитовый меланж; 2—4 — поле силы тяжести: 2—3 — положительное; 2 — высокоинтенсивное, 3 — средней интенсивности; 4 — отрицательное; 5—8 — магнитное поле (ΔT): 5 — положительное высокоаномальное; 6 — преимущественно положительное, слабо дифференцированное; 7 — знакопеременное; 8 — отрицательное; 9 — граница рассматриваемого района

Соотношение Куюльского меланжа с физическими полями региона подтверждает этот вывод. С выходом на поверхность Куюльского меланжа связано высокоаномальное магнитное поле (ΔT) *а* (рис. 3, *а*), интенсивность которого постепенно снижается к северо-западу (т. е. в направлении погружения меланжа). На отдельных участках оно приобретает здесь знакопеременный характер, где наиболее интенсивные положительные аномалии прямо связаны с небольшими пластинами серпентинитов и зонками серпентинитового меланжа в основании надвиговых чешуй.

В южном направлении характер поля (ΔT) *а* изменяется гораздо резко, хотя строение и интенсивность его в зоне перехода позволяют предположить, что магнитные породы меланжа на значительной площади скрыты под палеогеновыми эффузивами и рыхлыми четвертичными отложениями Паропальской впадины.

Весьма показательное соотношение меланжа с полем силы тяжести. Как видно из рис. 3, *б*, выход на поверхность Куюльского меланжа приурочен к зоне перехода от высокоаномальных положительных значений поля к отрицательным. Высокоинтенсивная положительная аномалия поля силы тяжести севернее зоны Куюльского меланжа отождествляется нами, что, по-видимому, вполне правомерно (Андреев, Клушин, 1962), с поднятием меланократового фундамента в районе Пенжинского хребта и Понтонейских гор, где, по всей вероятности, и располагается область корней Куюльского серпентинитового меланжа.

Результаты проведенного нами дешифрирования космических спектрональных снимков серии «НХ» и снимка «ERTS» дают основание полагать, что Куюльский меланж выходит во фронте крупной Таловско-Майнской зоны чешуйчато-надвигового строения, полого наклоненной к северо-западу. Это находит подтверждение и в результатах работы со снимками «Метеора-25» (Филатова и др., 1980).

ТАЛОВСКО-МАЙНСКАЯ ЗОНА ЧЕШУЙЧАТО-НАДВИГОВОГО СТРОЕНИЯ

В изученной части зоны выделяется несколько основных чешуй, соотношения которых видны на рис. 1. К основанию отдельных чешуй приурочены небольшие серпентинитовые «выжимки» и полосы меланжа. Состав, строение и мощность чешуй неодинаковы. Наиболее отчетливо среди них выделяются моноклитные тела, сложенные устойчивыми к процессам разрушения вулканогенно-кремнистыми отложениями поздней юры — валанжина. Ряд чешуй сложен исключительно валанжинскими или готерив-барремскими отложениями. Наряду с этим отмечаются гетерогенные тела, образованные различными по литологии и возрасту отложениями.

Чешуи соприкасаются по плоскостям крупных (протяженностью до 20 км), хорошо выраженных надвигов и взбросов. Характерные признаки таких нарушений отмечались ранее при описании Куюльского меланжа. Внутреннее строение чешуй осложнено второстепенными (малоамплитудными) надвигами, сбросами и взбросами.

В современной структуре района, определяющейся сочетанием беспорядочно перетасованных чешуй, приходится иметь дело с неоднократным повторением (чаще всего со сдвиганием и страиванием) отдельных частей разреза (см. рис. 2). В целом же в стратиграфическом разрезе изучавшейся части Таловско-Майнской зоны выделяются отложения верхнего палеозоя, верхнего триаса, верхней юры — валанжина; нижнемеловые отложения (от валанжина до альба), разделенные на ряд свит; отложения позднего альба — турона и эоцена.

Представляется, что нет необходимости в описании всех аллохтонных единиц. Остановимся на основных чертах стратиграфического разреза и попутно рассмотрим соотношения некоторых чешуй, дающие представление о характере строения изучавшегося участка Таловско-Майнской зоны в целом.

Верхнепалеозойские отложения распространены крайне ограничено. Они выходят в виде небольшого наклоненного к западу тектонического клина среди отложений с аптскими ауцеллинами на правобережье Таловки ниже устья Ганычалана. Это песчаники с редкими прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов, передробленные, смятые в причудливые складки, мощностью не менее 150 м. Фаунистические остатки — *Productus verhojanicus* Fred. (данные П. Г. Туганова), *Spiriferella turusica* Tshernjak, *Jakutoproductus ex gr. krassus* Kasch. (данные А. А. Коляды), *J. aff. terechovi* Zav., *Anidanthus ex gr. bojkov* Step., *Neospirifer cf. kedonensis* Einor (устное сообщение А. Д. Чехова, заключение В. Г. Ганелина) определяют возраст отложений поздним карбоном (пареньский горизонт) — ранней пермью (мунугуджакский горизонт).

Верхнетриасовые гюфотерригенные отложения (650 м) выходят в междуречье Лекасына и Таловки. В нижней их части содержатся остатки *Monothis ochotica eughachis* Teller, в верхней — *Chlamus aff. privalnajensis* Polub., *Entolium cf. kolymaense* Kipar., *Oxytoma cf. czechanowskii* Teller, *Palaeopharus cf. buriji* Kipar и др. (данные А. А. Коляды, определение А. И. Афицкого). Нами и геологами СВКНИИ (А. А. Александров, А. Д. Чехов и др.) здесь собраны, кроме того, *Oxytoma ex gr. inaequivalve* Sow., *O. cf. koniensis* Tuchk., *Chlamus ex gr. moysisovicsi* Kob. et

Ich., *Entolium kolymaensis* Kipar, *Aequipecten koniensis* Tuschk. и др. (определения Ю. М. Бычкова), характеризующие пограничные слои норрийского и рэтского ярусов. Верхнетриасовые отложения слагают серповидный в плане тектонический клин ($1,2 \times 2,5$ км), надвинутый с северо-запада на вулканогенно-кремнистые отложения с радиоляриями поздней юры — валанжина и груботерригенные отложения баррема (?) и в свою очередь аллохтонно перекрытый песчаниками с валанжинскими бухиями (мялекасынская свита).

По всей вероятности, выходы верхнего палеозоя и верхнего триаса представляют собой *фрагменты ранее существовавшей коры переходного этапа*, раздробленные и затертые при шарьяжеобразовании в чешуйчатой структуре раннемеловых геосинклинальных образований (см. рис. 2).

Отложения верхней юры — валанжина (кингивеевская свита) развиты весьма широко и характеризуются в общем двумя типами разреза. На большей части территории они представлены бордовыми, красными, зелеными, серыми яшмоидами, базальтами и туфами основного состава, а также микрокварцитами и метаморфическими сланцами (тальково-хлоритовыми, эпидот-тальк-хлоритовыми, глаукофан-лавсонит-эпидот-хлорит-кварцевыми и др.). Во всех этих породах встречаются глыбы брекчированных серых и розово-серых известняков.

Предшествующими исследователями тела известняков, считавшиеся линзами, отмечались лишь в сланцах и кварцитах. Поскольку севернее, в Пенжинском хребте аналогичные известняки содержат фауну девона, все метаморфические сланцы района также относились к девону, в то время как яшмоиды и ассоциирующие с ними основные вулканиты рассматривались в составе кингивеевской свиты.

По нашим наблюдениям, вулканогенно-кремнистые образования и метаморфические сланцы образуют единые тела. Ими сложено шесть крупных чешуй и пластин, внутри которых наблюдались переходы от основных туфов и базальтов к перемьятам, передробленным разностям этих пород и далее к зеленым и лилово-зеленым метаморфическим сланцам, иногда с глаукофаном. При этом создается впечатление, что граница метаморфизма не считается со слоистостью исходной толщи.

Так, на левобережье Таловки против устья р. Ганычалан нами откартирована пластина кингивеевской свиты с радиоляриями поздней юры — валанжина, надвинутая с севера по крутому ($35-40^\circ$) надвику на груботерригенные отложения с фауной готерива — баррема, перидотиты Куюльского массива и меланж. В основании пластины выходят передробленные, сильно перемьятые эпидот-тальк-хлоритовые, глаукофан-эпидот-хлорит-кварцевые и прочие сланцы и микрокварциты (250 м) с редкими глыбами ($25 \times 8 \times 5$ м) известняков. Выше они постепенно сменяются по неясной субмеридиональной в плане границе толщей (600 м) яшмоидов, базальтов, вулканических брекчий и туфов основного состава с глыбами (1—6 м в поперечнике) известняков и тонкослоистых, интенсивно дислоцированных неравномерно окрашенных красных кремней. В верхней части этой толщи, ближе к плоскости срезающего ее надвига, туфы и вулканические брекчии базальтов, интенсивно рассланцованные и передробленные, чередуются с тальково-хлорит-серицит-кремнистыми сланцами. Выше залегают, отделяясь плоскостью крутого ($35-45^\circ$) надвига, передробленные, рассланцованные и хлоритизированные с глянцевыми зеркалами скольжения песчаники и гравелиты готерива — баррема с затертыми в них глыбами слоистых розовых сложнодислоцированных кремней ($3 \times 4 \times 5$ м), непохожих на породы кингивеевской свиты.

Чередование яшмовидных пород, базальтов и их туфов с метаморфическими сланцами отмечалось также на южных отрогах хр. Ганычалан, в междуречье Лекасына и Мя Лекасына.

В левобереговом обрыве Таловки в 2 км севернее горы Заметной можно наблюдать налегание по плоскости надвига, наклоненного к северу под углом 30°, отложений кингивеевской свиты на песчано-алевролитовые с конкрециями отложения тихореченской свиты с фауной апта — раннего альба. Породы в зоне надвига интенсивно передроблены, перемяты и рассланцованы, сопровождаются глянцевыми зеркалами скольжения. В основании пластины кингивеевская свита сложена преимущественно зелеными и лилово-зелеными метаморфическими сланцами с редкими прослоями (20—30 м) крупнообломочных туфов и вулканических брекчий базальтового состава. Выше по разрезу сланцы постепенно «разбавляются» кремнистыми породами, базальтами и основными туфами разной размерности. Именно среди туфов на водоразделе, у отметки 483 м, залегает глыба светло-серых брекчированных известняков (25×250×15 м). В кремнистых породах здесь присутствуют радиолярии койвэрэленского комплекса (определение Л. И. Казинцовой). Кингивеевская свита несогласно перекрывается здесь и восточнее в хр. Ганычалан конгломератами и песчаниками маметчинской свиты (поздний альб — турон).

Таким образом, метаморфические сланцы, связанные взаимопереходами и чередующиеся с кремнисто-вулканогенными образованиями, являются неотъемлемой частью разрезов кингивеевской свиты этого типа. Соотношения же, будем говорить, исходных пород (яшмоидов и основных вулканитов) со сланцами могут быть самыми различными.

Как показано многочисленными исследованиями (Марков, 1970; Добрецов, 1968; Добрецов, Пономарева, 1965), образование метаморфических сланцев глаукофан-зеленосланцевой фации с такими характерными минералами, как глаукофан и лавсонит, вызывается громадным односторонним давлением при сравнительно невысоких температурах. Обычно такие породы возникают в передовых зонах крупных шарьяжей.

В нашем случае метаморфические сланцы также выходят либо во фронтальных частях надвиговых чешуй, сложенных кингивеевской свитой, либо формируют эти чешуи почти нацело.

Разрез другого типа наблюдается в бассейне рек Йыгтылавам и Гыйныкquam. Здесь в составе отложений преобладают туффиты, туфо-песчаники и туфоалевролиты при подчиненной роли яшмоидов и основных вулканитов. Мощность отложений около 900 м.

В разрезах обоих типов яшмоиды, в том числе и тесно ассоциирующие с метаморфическими сланцами, содержат радиолярии *Eucyrtidium aff khabakovi* Zham., *Dictyomitra ex. gr. multicosata* Zittel, а также родов *Cenosphaera*, *Acanthosphaera*, *Dicolocapsa*, *Carposphaera*, *Nassellaria*, *Porodiscus*, *Hemicryptocapsa* и др. Присутствие последнего рода, по мнению Л. И. Казинцовой, позволяет уверенно говорить о мезозойском возрасте отложений. Это важно уже хотя бы потому, что рассматриваемые отложения многими исследователями относились прежде к девону.

В целом же родовой набор, как считает Л. И. Казинцова, характерен для койвэрэленского комплекса и свидетельствует о позднеюрском — раннемеловом (валанжин) возрасте отложений.

Состав и строение отложений кингивеевской свиты, толеитовый (низкокалийный или бескалийный) характер базальтов, тесная связь этих отложений, как показано ранее, с габбро-перидотитовой ассоциацией позволяют считать их **кремнисто-вулканогенной формацией** начального этапа развития позднеюрской эвгеосинклинали, переходившей, вероятно, по латерали в кремнисто-туфотерригенную формацию.

Стратиграфически выше располагается мощный (4500 м) комплекс нижнемелового флиша, в составе которого выделяется ряд свит. В **мелякасыннской свите**, существенно песчаникового состава, предшественниками и нами собраны остатки *Buchia crassa* Pavl., *B. cf. piriformis* Lah., *B. concentrica* Fish., *B. cf. crassicollis* Keys., *B. bulloides* Lah. среднего —

позднего валанжина (определение В. П. Похиалайна). Г. П. Авдейко (1968) и другими исследователями в состав этих отложений ошибочно включались туфы, туфобрекчии, эффузивы основного состава и яшмы, принадлежащие, как выяснилось, узким зонам серпентинитового меланжа среди этих терригенных отложений.

В составе **тылакрьльской свиты** преобладают гравелиты, крупнозернистые песчаники и конгломераты. Характерной особенностью пород является существенная роль офиолитокластики в их составе; наличие в конгломератах, гравелитах и в рассеянном виде среди песчаников («плавающие» обломки) полуокатанных и угловатых обломков и глыб яшм, габброидов, основных эффузивов, слоистых розовых сильно перемятых кремней, обломков раковин палеозойских спириферелл (данные А. А. Коляды). Все это позволяет рассматривать свиту в целом как мощный (порядка 850 м) олистостромовый горизонт. Обнаруженные остатки *Inoceramus colonicus* And., *I. aff. vallejoensis* And. (данные А. А. Коляды), *I. (Heteropteria) semicostatus* Poch., *Lima consobrina* Orb., *Pinna aff. robinaldina* Orb. (сборы автора; все определения В. П. Похиалайна) указывают на готерив-барремский возраст олистостромы.

Преимущественно грубообломочные, часто с туфогенной примесью отложения **кармаливаямской свиты** с остатками *Aucellina cf. peculnensis* Ver., *A. cf. caucasica* Buch., *A. cf. aptiensis* Orb. (сборы автора, определение В. П. Похиалайна) относятся к баррему — апту.

В составе **тихореченской свиты** преобладают аргиллиты и алевролиты, содержащие по всему разрезу остатки *Aucellina aptiensis* Orb., *A. caucasica* Buch., *Inoceramus cf. neocomiensis* Orb., *I. aff. neocomiensis* Orb., а в верхней части — также *Kennicottia cf. rugosa* Imlay, *Puzosia alaskana* Imlay, *Anagaudryceras sp.* (сборы автора, определение В. П. Похиалайна), определяющие возраст отложений как апт — ранний альб.

Разрез флишевого комплекса венчается отложениями **кедровской свиты** альба, впервые откартированными нами в междуречье Таловки и Айнына, где они без видимого несогласия перекрывают тихореченскую свиту. Это песчаники, алевролиты, аргиллиты (мощность 900 м) с горизонтами конкреций. Возраст отложений определен по остаткам (заключение В. П. Похиалайна): *Anagaudryceras aurarium* (And), *Parasilitites bulatus* Imlay, *Beudanticeras glabrum* (Whiteaves), *Freboldiceras singulare* Imlay, *Phyllopachyceras cf. chitinatum* Imlay, *Inoceramus cf. dowlingi* McLearn, *I. cadottensis* McLearn, *I. ex gr. anglicus* Woods, *Kennicottia cf. rugosa* Imlay, *Cleoniceras sp.*, *Tetragonites sp.*, *Gastropilites sp.*

Вулканогенно-кремнистый и флишевый комплексы, формирующие пакет сложно перетасованных чешуй, несогласно перекрываются моласой **мамetchинской свиты** (альб — турон).

Ранее она была известна лишь в хр. Ганычалан. Нами впервые установлено присутствие отложений нижней части мамetchинской свиты (мощностью 250 м) в междуречье Лекасына и Айнына. Это плитчатые буроватые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, остатками окаменевшей древесины, несогласно перекрывающие кедровскую свиту в центральной части пологой мульды. Углы наклона пластов на крыльях 10—20°, в центре — 0—8°. Собранные здесь остатки *Neogastropilites cf. americanus* (Reeside et Weymoth), *N. aff. americanus* (Reeside et Weymoth), *N. cf. maclearni* Reeside et Cobban, *Anagaudryceras sacya* Forbes, *Proplacenticeras sp.*, *Marshallites sp.*, и гигантские десмоцератиты характеризуют, по мнению В. П. Похиалайна, неогастроплитовые слои позднего альба.

Совокупность приведенных фактических данных, материалов, характеризующих соотношение меланжа с физическими полями, и результатов изучения космофотоматериалов побудила нас отказаться от традиционной трактовки строения изучавшейся территории, исходившей из

представлений о ведущей роли вертикальных движений (Тильман и др., 1969; Геология СССР, т. XXX, 1970).

Таловско-Майнская зона характеризуется чешуйчато-надвиговым строением и подстилается Куюльским серпентинитовым меланжем, который в виде гигантской тектонической брекчии в целом полого (15—20°) погружается к северо-западу.

Подводя итог вышеизложенному, попробуем восстановить, исходя из новых представлений о строении района, историю его развития.

Как было показано ранее Г. Е. Некрасовым (1976), район принадлежит внешней части Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы. Сжатие в конце юры внутренних областей этой системы сопровождалось синхронным растяжением во внешней ее части. При этом произошла деструкция ранее сформированной позднепалеозойской — раннемезозойской коры переходного типа и вскрылся меланократовый фундамент, на котором, начиная с поздней юры, развивалась новая эвгеосинклиналь. Существовавшая здесь обстановка, по всей видимости, отвечала условиям краевого моря (Руженцев и др., 1977).

Одновременно с излиянием основных лав и осаждением кремнистых осадков происходило обрушение и сползание блоков древних пород по периферии бассейна и в районах отдельных поднятий внутри него, чем вызвано наличие глыбовых горизонтов и разобщенных глыб девонских известняков в кремнисто-вулканогенных разрезах поздней юры — валанжина.

В относительном удалении от зоны вулканизма накапливались кремнисто-туфотерригенные осадки, выступающие ныне в виде параавтотона в бассейне Йыгытылавама и Гыйныквяма.

Реализация раздвига осуществлялась на нескольких уровнях. Происходило разрушение и удаление из области растяжения осадочного чехла древних пород (девон, пермокарбон, триас). Интенсивному расслаиванию и дроблению подверглись верхние части меланократового фундамента. Основной же поверхностью горизонтального тектонического расслаивания, по-видимому, была граница раздела гипербазиты — габбро, хотя в разные моменты поверхность базального срыва могла скользить с одного уровня на другой. В результате этого возникли самостоятельные пластины перидотитового и существенно габброидного состава (наиболее полно представленные в Ганкуваямской синформе), а породы зоны раздела были в основном передроблены и составили значительный объем кластической части серпентинитового меланжа.

Такой механизм являет собой самый общий случай развития зон раздвига в области перехода океан — континент и подробно разработан для многих районов мира и Корякского нагорья в частности (Руженцев и др., 1977; Александров, 1978).

Растяжение было резким и кратковременным. Уже в валанжине интенсивные вулканические проявления закончились, и в дальнейшем вплоть до середины альба происходило накопление флишевой формации с олистостромовыми горизонтами. Это свидетельствует о непрекращавшихся горизонтальных движениях и расчленивании на разных уровнях.

Одна из основных эпох шарьяжеобразования приходилась на готерив — баррем, о чем свидетельствует синхронная олистострома тылакрьльской свиты, включающая обломки палеозойских пород с остатками спириферелл и обильную офиолитокластику в конгломератах, гравелитах и в виде «плавающих» обломков в песчаниках.

Это были первые симптомы начавшегося сжатия. Вероятно, именно в этот момент от меланократового фундамента отслоились, расчленились и в результате колоссального одностороннего давления претерпели глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм кремнисто-вулканогенные отложения поздней юры — валанжина.

В результате продолжавшегося сжатия к концу альба в основном была сформирована чешуйчато-надвиговая структура района и большая его часть стала сухой.

Новое усиление сжатия приходится на поздний альб и продолжается в сеномане и туроне. В отдельных впадинах суши и соединявшихся с морем заливах накапливалась моласса (мамечинская свита). Этот *неоавтохтон* «запечатал» практически готовую структуру, и дальнейшие подвижки привели лишь к незначительным срывам в его основании.

Думается, что приведенные данные и сделанные выводы послужат развитию представлений о ведущей роли горизонтальных движений масс при становлении континентальной коры в зоне океан — континент.

Литература

- Авдейко Г. П.* Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1968.
- Александров А. А.* Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье).— Геотектоника, 1973, № 4.
- Александров А. А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., «Наука», 1978.
- Алексеев Э. С.* Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 1.
- Андреев Б. А., Клушин И. Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Богданов Н. А.* Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 2.
- Богйдаева М. В., Матвеевко В. Т.* Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).— Тр. ВНИИ-1, т. XVII, вып. 59. Магадан, 1960.
- Велицкий В. В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск, «Наука», 1979.
- Геология СССР, т. XXX, Северо-Восток СССР, кн. 2. М., «Недра», 1970.
- Добрецов Н. Л.* Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов.— В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968 (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов).
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г.* Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 1.
- Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е.* Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж). Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974 (Тез. докл. межведомств. стратигр. совещ.).
- Иванов О. Н., Баратов Ш. Х.* Серпентинитовый меланж бассейна р. Хатырки (Корякское нагорье).— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2.
- Книппер А. Л.* Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Книппер А. Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов.— Геотектоника, 1978, № 2.
- Колысников Ю. А.* К формированию серпентинитовых меланжей Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Михайлов А. Ф.* Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан, 1955.
- Михайлов А. Ф.* Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Михайлов А. Ф.* Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа.— В кн.: Тр. ВСЕГЕИ, Т. 13. Петрогр. сб., № 4, Л., 1962.
- Михайлов А. Ф.* Магматизм западной части Корякского нагорья.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1966.
- Михайлов А. Ф., Заединова И. Е.* Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25, Л., 1960.
- Некрасов Г. Е.* Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа.— Геотектоника, 1971, № 2.

- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклиальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- 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. Палеозоида Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Бяников О. Л., Агафонов Л. В. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка).— Геол. и геофизика, 1966, № 4.
- Похилайнен В. П. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки.— Геол. и геофизика, 1967, № 6.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. М., «Наука», 1972.
- Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклиальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 33. Магадан, 1969.
- Филатова Н. И., Мажеништейн Ф. А., Кузнецова И. А., Смеловская М. М. Структура зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей по данным «Метеор-25».— Геотектоника, 1980, № 5.
- Чехов А. Д., Бялобжеский С. Г., Александров А. А. Меланж и олистостромы восточной части Корякского нагорья.— В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974.

Всесоюзное научно-производственное
объединение «Аэрогеология»

Статья поступила
12 февраля 1980 г.

УДК 551.243.8(571.661)

Ю. А. КОЛЯСНИКОВ, Л. Л. КРАСНЫИ

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ МАССИВА УЛЬТРАБАЗИТОВ ГОРЫ ДЛИННОЙ (северо-западная Камчатка)

Приводятся новые данные о геологическом строении пластины ультрабазитов горы Длинной. Пластина подстилается мощной зоной апосерпентинитовых аргиллизитов, которые могли быть сформированы только в ходе ее латерального перемещения. Уникальные гипербазитовые брекчии и серпентинитовые осадочные породы обязаны своим происхождением сочетанию тектонических, низкотемпературных гидротермальных и седиментационных процессов, протекавших в относительно короткий промежуток времени в близповерхностных и гипергенных условиях. Предполагается, что пластина горы Длинной представляет собой наиболее крупный фрагмент гравитационного покрова на Валижгенском поднятии, перемещенного в готеривское время из района Кулюльского гипербазитового массива.

Массив ультрабазитов г. Длинной расположен в Пенжинской ветви Западно-Чукотского гипербазитового пояса (Пинус и др., 1973). Это наиболее крупное из рассеянных по всему Валижгенскому поднятию многочисленных тел ультрабазитов, своеобразие которых состоит в том, что существенную роль в их составе играют разнообломочные гипербазитовые брекчии и осадочные серпентинитовые песчаники и алевролиты. Генезис этих экзотических образований неоднократно обсуждался в печати. Вулканическое их происхождение пытались обосновать Г. Г. Кайгородцев (1954), А. Ф. Михайлов (1955, 1962), а в последнее время В. Ф. Белый (1979). Г. В. Пинус и др. (1973) считают, что мономиктовые гипербазитовые брекчии и ассоциирующие с ними осадочные серпентинитовые породы обязаны своим происхождением тесному сочетанию тектонических и денудационных процессов. За последнее время появились высказывания о том, что массив г. Длинной представляет собой часть единого крупного полого залегающего пластинообразного тела (Велинский, 1979).

Валижгенское поднятие сложено слабодислоцированными верхнеюрскими — нижнемеловыми терригенными отложениями: мялекасынской (верхняя юра — валанжин) и тылакрьельской (готерив) свитами, с которыми пространственно ассоциируют гипербазиты, реже габброиды, а также ограниченные разломами мелкие блоки кремнисто-вулканогенных образований палеозоя — мезозоя (?). На флангах поднятия все эти образования перекрыты терригенным верхним мелом (рисунок).

В 1978 г. северная часть Валижгенского поднятия изучалась авторами. При детальном картировании подтвердилась пластинообразная, слабо прогнутая в центральной части форма массива. Параллельно водоразделу, в 0,4—0,5 км юго-восточнее его, прослеживается четкое крутопадающее тектоническое нарушение северо-восточного простирания, по которому приподнята северная часть массива. Геоморфологически оно выражено цепочкой седловин, рассеченных грядами брекчий с суб-

вертикальным падением пород. В контакте с серпентинитовыми песчаниками местами обнажаются подстилающие пластину мялекасынские аркозовые песчаники, содержащие примесь обломочного материала серпентинитов.

В целом гипербазиты массива г. Длинной и многочисленные мелкие бескорневые тела и пластины ультраосновного состава Валижгенского поднятия приурочены к нижней части граувакково-туфогенных отложений тылакрьльской свиты. Нижняя грубообломочная часть разреза свиты содержит многочисленные глыбы кремней, сланцев, мраморов, гипербазитов и имеет явно олистостромовый облик.

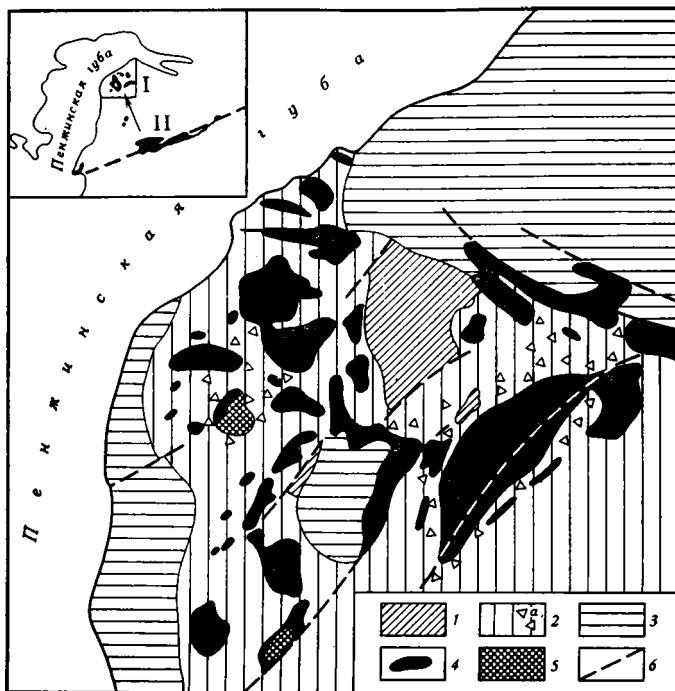


Схема геологического строения мыса Валижген (по Г. В. Пинусу и др., 1973) с дополнениями: 1 — вулканогенно-кремнистый нерасчлененный палеозой — мезозой (?); 2 — нижнемеловые терригенные отложения, а — грубообломочные; 3 — терригенные верхнемеловые образования; 4 — гипербазиты и их брекчии; 5 — габброиды; 6 — разломы

На врезке; 1 — Валижгенское поднятие; II — Куюльский гипербазитовый массив; стрелкой указано вероятное направление перемещения покрова

Контакты гипербазитов с подстилающими аркозовыми песчаниками и алевролитами мялекасынской свиты тектонические. Здесь развиты мощные зоны милонитизации и катаклаза как терригенных отложений, так и гипербазитов. Наличие последних в центральной части массива по его северо-западному контакту подчеркнуто в рельефе заболоченной депрессией шириной от 100 до 400 м. В одном из левых притоков речки Бухтовой, в коренных выходах бортов ручья, прорезающего такой заболоченный участок, наблюдался непосредственный контакт с пологим юго-юго-восточным падением подстилающего флиша и надвинутых на него гипербазитов массива г. Длинной. В приконтактовой зоне (20—30 м) гипербазиты превращены в тектонические серпентинитовые глины вязкорыхлой консистенции, содержащие многочисленные останцы, глыбы, окатыши и более мелкий материал гипербазитовых брекчий и меланжи-

рованных серпентинитов. Редко отмечаются глыбы габбро, подстилающих песчаников, а также спилитов и кремней. Породы мялекасынской свиты в приконтактной зоне тектонизированы. Прослой песчаников будинированы до шаровой отдельности. Алевролиты передроблены и раздавлены в мелкую дресву; по многочисленным послойным срывам хлоритизированы и ожелезнены. Заслуживает внимания ориентировка плоскости надвига, которая здесь примерно параллельна слоистости осадочной пачки и соприкасается с юго-восточным крылом антиклинальной структуры, ядро которой обнажено в обрывах ручья в 300 м севернее. Аналогичные взаимоотношения наблюдались на западном фланге пластины, а также в упомянутой ранее центральной полосовидной депрессии. Эти факты, важные для понимания механизма становления массива г. Длинной, предыдущими исследователями, судя по литературным данным, не отмечались. Подобные тектониты описаны Г. Г. Кайгородцевым (1954) вблизи устья речки Горелой, в северной части Валижгенского поднятия.

Разнообломочные брекчии гипербазитов массива г. Длинной образуют четкие протяженные субпараллельные, но нередко и изогнутые в плане, узкие (5—50 м) полосы, подчеркивая его мульдообразную форму. Максимальная их концентрация наблюдается близ подошвы пластины. Обломки в брекчиях преимущественно представлены массивными разновидностями гарцбургитов и лерцолитов. При этом преобладают брекчии тектонического происхождения, среди которых можно выделить по крайней мере две генерации. Ранние брекчии имеют мономиктовый состав; цемент их нередко более устойчив к выветриванию, чем гипербазиты в обломках. Это обстоятельство обуславливает, по-видимому, преимущественно останцовый и грядовой характер их выходов на поверхности. Поздние брекчии отмечены в приподошвенной части массива; в состав их обломков наряду с массивными гипербазитами и серпентинитами входят также осадочные серпентинитовые породы, жильный серпофит. Брекчии гипербазитов осадочного происхождения (Пинус и др., 1973) концентрируются также в нижней части массива, будучи подмятыми под него, и тесно ассоциируют с осадочными серпентинитовыми песчаниками и алевролитами. По-видимому, они широко распространены в пределах Валижгенского поднятия. Обязательной составной частью осадочных брекчий являются обломки и валуны габброидов, диабазов, мраморов и других пород.

Микроскопическое изучение различных гипербазитовых образований г. Длинной показало, что массивные гарцбургиты и лерцолиты в разной степени замещены петельчатым серпентином, нередко по ориентированной системе трещин, тогда как цемент брекчий сложен криптокристаллическим слабополярризующим агрегатом серпентинитовых минералов. В брекчиях серпентинитов, а также в осадочных серпентинитовых породах в составе цемента и даже обломков существенную роль наряду с серпентином играют глиноподобные водные силикаты магнезия типа керолита, сепиолита и др., а также тонкозернистый халцедон¹. В целом же состав этой своеобразной апосерпентинитовой аргиллизитовой зоны напоминает образования типа кор выветривания ультрабазитов и низкотемпературных апогипербазитовых опаловых аргиллизитов на контактах и флангах рудоносного тела существенно кварцевых листовитов Тамватнейского ртутного месторождения (Корякское нагорье).

¹ Халцедон как конечный продукт гипергенного или низкотемпературного гидротермального изменения ультрабазитов в местах наибольшей его концентрации, в участках с максимальной мощностью аргиллизитовой апосерпентинитовой зоны, подстилающей пластину г. Длинной, мог в процессе его генерации мобилизоваться в прожилки с образованием своеобразных халцедонолитов (брекчии аргиллизированных серпентинитов с халцедоновым цементом). Такие образования обнаружены нами на северном контакте массива г. Длинной в центральной части заболоченной депрессии.

Итак, наиболее примечательными особенностями массива гипербазитов г. Длинной являются:

1. Четко выраженная бескорневая пластинообразная форма массива и существенно ультрабазитовый его состав.

2. Относительно слабая серпентинизация (в отличие от гипербазитов Куюльского массива) массивных гипербазитов, а также обломков их в брекчиях ранней генерации².

3. Почти полное отсутствие преобладающих в гипербазитовых поясах Корякского нагорья меланжированных серпентинитов.

4. Широкое развитие гипербазитовых брекчий, являющихся своего рода заменителем меланжированных серпентинитов.

5. Наличие в подошве надвига апосерпентинитовых аргиллизированных тектонитов и многочисленных линз и прослоев мономиктовых и полимиктовых существенно серпентинитовых песчаников и алевролитов, тесно ассоциирующих с телами гипербазитовых брекчий, аналогичных описанным Б. П. Градусовым и др. (1975) на Малом Кавказе.

6. Олистостромовый облик вмещающих отложений тылакрьльской свиты.

Анализ литературных сведений и данных, полученных нами в процессе полевых исследований, позволяет трактовать происхождение массива г. Длинной следующим образом. Пластина ультрабазитов г. Длинной, находящаяся сейчас в чуждой ей обстановке, является одним из наиболее крупных фрагментов существенно ультраосновного гравитационного покрова на Валижгенском поднятии. Учитывая наличие к югу от рассматриваемого района, в верховье р. Мамет, аналогичных брекчированных ультрабазитов, пространственно также связанных с нижнемеловыми терригенными толщами, и присутствие еще южнее, на контактах Куюльского гипербазитового массива, сходных по морфологии брекчий серпентинитов, мы полагаем, что указанный гравитационный покров был оторван от Куюльского массива и перемещен по слабо деформированной и наклоненной к северу поверхности верхнеюрско-валанжинских отложений на расстояние около 100 км в готеривское время. Движение покрова сопровождалось формированием во фронте надвига олистостромовых отложений. В самой пластине ультрабазитов по субпараллельным ее подошве трещинам происходило брекчирование, которое имело явно близповерхностный характер и шло непосредственно в ходе срыва и перемещения покрова.

Каждая отдельно взятая полоса брекчий, учитывая ее малую мощность, формировалась в короткий промежуток времени. Кратковременность этапа брекчирования подчеркивается существенными различиями в степени серпентинизации цемента и обломков брекчий. При длительном их формировании эти различия несомненно стерлись бы, и тогда вместо брекчий мы бы наблюдали обычные меланжированные серпентиниты. Действительно, во всех гипербазитовых поясах Корякского нагорья увеличение объема в процессе серпентинизации, синхронной с медленным протрудированием, релаксировалось течением всей массы ультраосновного вещества и сопровождалось формированием типичного и широко распространенного в регионе серпентинитового меланжа.

Одновременно с брекчированием относительно свежих гипербазитов имела место их серпентинизация. Возможность последней в подобных условиях подтверждается экспериментальными данными Д. С. Штейнберга и И. С. Чашухина (1977), согласно которым данный процесс может начинаться при температурах около 100°С. Такие температуры вполне могли достигаться в локальных участках брекчирования. Кроме

² Именно это обстоятельство, упущенное предыдущими исследователями, явилось, на наш взгляд, главным фактором при образовании трещинных тел гипербазитовых брекчий.

того, известно, что в процессе серпентинизации гарцбургитов происходит увеличение объема на 40% (Штейнберг, Чашухин, 1977). Исходя из этих факторов, необычную механическую прочность серпентинита цемента брекчий и его криптокристаллическое сложение можно объяснить именно сочетанием кратковременности события и увеличения при этом объема вещества.

Аллохтонная природа пластины г. Длинной может пролить свет и на тесную пространственную ассоциацию осадочных серпентинитов и тел гипербазитовых брекчий. Возможно, что в краевой ее части вещество брекчий вследствие увеличения объема существенно оливиновых пород при серпентинизации могло выдавливаться из тела гипербазитов, поставляя тем самым материал для размыва и отложения в непосредственном контакте с телом брекчий линз и полос осадочных серпентинитовых пород, нередко подмятых под тела брекчий. Отсюда становится понятным появление в поздних генерациях брекчий обломков и этих образований.

Исходя из изложенных выше новых фактических данных аллохтонная природа пластины гипербазитов г. Длинной представляется нам наиболее вероятной.

Литература

- Белый В. Ф. Гипербазитовый комплекс г. Длинной как вулканоструктура (СВ Камчатка).— В сб.: Вулканические структуры и механизм их образования. Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Тез. IV Всес. палеовулканол. симпозиума. Хабаровск, 1979.
- Велинский В. В. Альпийские гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск, «Наука», 1979.
- Градусов Б. П., Григорьев В. Н., Ратеев М. А., Соколов С. Д. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.
- Кайгородцев Г. Г. Брекчий серпентинитов на западном берегу северной Камчатки.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 8. Магадан, 1954.
- Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 9. Магадан, 1955.
- Михайлов А. Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа.— Тр. ВСЕГЕИ, петрограф. сб., т. 13, № 4, 1962.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М., «Наука», 1977.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
г. Магадан

Статья поступила
3 марта 1980 г.

ХРОНИКА

УДК 551.242.31+551.72

СОВЕЩАНИЕ «ДОКЕМБРИИ
В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ»

В марте 1980 г. в академгородке г. Новосибирска проходило Всесоюзное совещание по геологии докембрия в фанерозойских складчатых поясах, организованное Научным советом по геологии докембрия при ОГГГ АН СССР, Институтом геологии и геофизики СО АН СССР. В работе совещания участвовало 150 специалистов из организаций АН СССР, АН союзных республик, Министерства высшего и среднего специального образования, Министерств геологии СССР и союзных республик из 28 городов. 35 докладов, представленных совещанию, охватили широкий круг вопросов по геологии докембрия фанерозойских складчатых поясов.

Совещание открылось докладом К. О. Кратца, Ф. П. Митрофанова, Н. И. Московченко, И. К. Козакова — «О принципах и критериях выделения и расчленения кристаллических комплексов в фанерозойских складчатых областях». Авторы показали на ряде примеров большое значение историко-геологического метода, позволяющего выявить общую направленность развития земной коры. Особое внимание обращено на необходимость комплексного изучения условий несогласного перекрытия немых толщ рифейскими образованиями, явлений реоморфических преобразований кристаллических пород фундамента, изучения типов деформаций в сочетании с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма, плутонической активности.

Две различные концепции прозвучали в докладах по вопросу о типе земной коры, на которой закладывались фанерозойские складчатые пояса.

По этому вопросу представления большинства участников совещания получили отражение в докладе К. О. Кратца, Ф. П. Митрофанова, А. К. Запольнова, А. П. Платуновой, В. Я. Хильтовой. Во всех складчатых поясах они распознают раннедокембрийские комплексы, подобные образованиям щитов древних платформ и считают, что древнейшие образования Земли типа серых гнейсов принадлежат коре континентального типа. В свете этой концепции палеозойские пояса представляют собой деструктивные формы, а мезозойско-кайнозойские отнесены к деструктивно-конструктивным.

Иную точку зрения высказали Н. А. Штрейс, Г. И. Макарычев, Г. Г. Павлова, М. Г. Гесь. В основании докембрийских массивов фанерозойских складчатых поясов они выделяют метаморфизованные комплексы офиолитовой ассоциации. Гранитно-метаморфический слой, согласно их взглядам, сформировался в результате преобразования как пород офиолитовой ассоциации (коры океанического типа), так и более молодых отложений, подвергавшихся метаморфизму и гранитизации. В ходе развития поясов возникают изолированные массивы континентальной коры, стягивающиеся в единый континентальный слой лишь на поздних стадиях.

Сущность этой концепции проиллюстрирована рядом примеров в докладе Г. И. Макарычева, В. Ф. Морковкиной, С. И. Гавриловой, посвященном строению докембрийских выступов Средней Азии. Г. М. Заридзе на основе анализа докембрийских образований кристаллического фундамента Кавказа пришел к выводу о том, что геосинклинальный пояс Тетиса заложился в протерозое на коре океанического типа. И. С. Красивская показала, что признаки континентальной коры с калиевыми гранитоидами появились лишь в варисский этап развития Кавказской геосинклинальной области.

В развитии представлений о сиалическом типе основания докембрийских складчатых поясов был представлен доклад большой группы казахстанских геологов — А. А. Абдулина, А. В. Авдеева, М. А. Касимова и др. В докембрии Центрального Казахстана среди разнотипных формационных комплексов они выделяют и раннедокембрийские (архейские) образования.

Ф. П. Митрофанов, Н. С. Зайцев, И. К. Козаков и соавторы считают, что раннедокембрийские сиалические комплексы развиты во всех складчатых системах, и пытаются обосновать это положение на примере истории развития складчатых поясов Южной Тувы и Северной Монголии.

А. Б. Бакиров и Н. И. Московченко, рассматривая эволюцию метаморфизма в складчатых поясах Средней Азии, относят породы гранулитовой фации умеренных давлений к архейскому фундаменту.

Ю. А. Косыгин, Л. П. Карсаков, Ю. Ф. Малышев, Л. М. Парфенов предложили классификацию сланцевых блоков основания складчатых поясов Дальнего Востока по комплексу геолого-геофизических параметров.

Многие докладчики касались вопросов о природе фанерозойских складчатых поясов Урала, Средней Азии, Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области.

С. Н. Иванов в докладе о докембрийской предистории Урала отрицал геосинклинальную природу верхнепротерозойских отложений и обосновывал возникновение океанической структуры Урала в палеозое в результате раскрытия континентальной плиты в процессе рифтогенеза. Рифтогенная трактовка структуры Урала была изложена также в докладе А. И. Русина с соавторами — С. Н. Ивановым, М. Л. Калужиной, А. А. Краснобаевым.

Большое значение позднекембрийского деструктивного структурообразования раскрыто О. М. Борисовым с большим коллективом соавторов на примере подробного структурно-формационного анализа докембрия Средней Азии.

Тафтогенная природа рифейских прогибов Таймыро-Североземельской складчатой области была показана также в докладе Ю. Е. Погребницкого и В. Я. Кабанькова.

В докладе О. М. Розена и Т. Г. Павловой впервые проведен анализ естественных рядов первично-осадочных пород и синхронных им вулканитов докембрия и показано, что микроконтиненты в Казахстане появились в дорифее, эволюционировали по типу островных дуг и подвергались интенсивной деструкции, завершившейся в венде раскрытием палеозойского океана.

Л. Л. Подсова оспаривала деструктивную природу Уральского складчатого пояса и утверждала, что Уральская геосинклиналь заложилась в рифее. На примере анализа разрезом Полярного и Приполярного Урала она обосновала существование эвгеосинклинальной и миегеосинклинальной стадий развития, отвечающих полному байкальскому циклу.

Геосинклинальные циклы, разделенные рубежом структурной перестройки на уровне 800—1000 млн. лет тому назад, выделены и в составе рифея Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского края, как это было изложено в докладе В. С. Суркова, А. П. Щеглова, В. П. Коробейникова и др.

В. В. Хоментовский разделил рифей Алтае-Саянской складчатой области на три структурно-формационных пояса и раскрыл картину преобразования окраинных прогибов в платформенные синеклизы, а эвгеосинклинальных прогибов — в миегеосинклинальные.

Большой интерес вызвал доклад Н. П. Щербака, Е. В. Бибиковой, Е. Н. Бартницкого, так как почти в каждом из региональных сообщений приводились данные радиологического датирования. Доклад был посвящен вопросам надежности радиологического датирования докембрия. Обосновано значение реперных датировок, проведена сравнительная оценка разных методов датирования.

В прениях по докладам выступило около 40 человек.

А. Л. Яншин остановился на отличиях фанерозойских геосинклинальных областей от современных океанов; в противоположность геосинклиналям прошлого океанам свойственны ничтожные скорости накопления осадков, выдержанность составов слоев с кремнеземом при малых мощностях на огромной площади океана. Современным океанам присуща только субдукция океанической коры, тогда как континентам — только обдукция.

Ю. А. Косыгин, а также М. Г. Козлов, касаясь интерпретации геофизических данных отрицали возможность отождествления геологических тел с горизонтами, выделяемыми по геофизическим параметрам.

М. А. Гилярова обратила внимание на необходимость учитывать латеральные ряды докембрийских комплексов при стратиграфических построениях.

Е. В. Бибикова, М. И. Волобуев, Б. М. Найденев, Л. В. Фирсов и др. рассмотрели различные аспекты радиогеохронологии. Л. В. Фирсов привел данные о метаморфогенных генерациях глауконоита.

Ч. Б. Борукаев подчеркнул большое значение этапов кратонизации в развитии земной коры и последующих эпох дробления и раздвижения панконтинентальной коры, приводящих к образованию складчатых поясов наложенного типа.

В. В. Эз обратил внимание на необходимость дальнейшей разработки структурного метода картирования метаморфических толщ.

В. И. Кнауф сообщил о различных металлогенических ассоциациях в палеозойских геосинклинальных комплексах, сформировавшихся на сланцевой коре и на коре, переработанной в результате рифтогенеза, предшествовавшего геосинклинальному развитию.

К. В. Боголепов отметил, что создание общей теории развития земной коры требует новой системы знаний о геологии океанов и глубинной структуре земной коры континентов.

Совещание показало, что за последние годы исследования докембрия фанерозойских складчатых поясов охватили широкий круг вопросов. Комплексное использование различных методов изучения позволило выявить важные черты истории развития земной

коры в рифее, предопределившие специфику структурно-формационных особенностей фанерозойских складчатых поясов. Во многих поясах фанерозоя выявлены нижнепротерозойские и архейские комплексы.

В решении совещания отмечено, что принятая в 1977 г. в Уфе Новая стратиграфическая шкала докембрия, утвержденная затем МСК, во многом способствует познанию хода геологической эволюции в докембрии.

Совещание рекомендовало Научному совету по геологии докембрия при ОГГГ АН СССР совместно с Комиссией по абсолютному возрасту создать рабочую группу по выбору разрезов для реперного датирования докембрийских комплексов складчатых поясов фанерозоя.

Совещание отметило, что до сих пор остается открытым вопрос о типе земной коры (континентальной или океанической), на которой закладывались фанерозойские складчатые пояса. Эта проблема заслуживает дальнейшего изучения, так как тип коры определяет фемический или сиалический профиль металлогенической специализации фанерозойских складчатых областей. Совещание предложило усилить работы по комплексному изучению стратиграфических разрезов рифея и выделению типов дорифейских образований.

Материалы совещания и некоторые тематические выступления предполагается опубликовать.

А. С. Новикова

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 06.11.80 Подписано к печати 17.12.80 Т-19347 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Уч.-изд. л. 12,0 Бум. л. 4,0 Тираж 1870 экз. Зак. 5207

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

Б 232

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42

МАКАРИЧЕВУ Г И

70228

Цена 1 р. 20 к.
Индекс 70228

?

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Комиссией по международным тектоническим картам ОГГГ
АН СССР издана:

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЕВРОПЫ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ М-БА 1 ; 10 000 000.

1 л. 22 к. (с легендой на русском и французском языках).

Основной принцип легенды — возраст тектонических деформаций. На карте отражено строение европейского континента, частей прилежащих материков, дна морей и северной части Атлантического океана. Составлена она по Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000 на 20 листах, выходящей в начале 1981 г. и созданной по новейшим материалам, представленным национальными авторскими коллективами стран Европы и примыкающих материков.

Заказы направляйте по адресу: 109017 Москва Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР, Комиссия по международным тектоническим картам.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»