



ГЕОФИЗИКА

•

ГЕОЛОГИЯ
И КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ
ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

•

ГЕОЛОГИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОКРАИН



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXVI сессия

Доклады советских геологов

ГЕОФИЗИКА

•

ГЕОЛОГИЯ

И КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ
ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

•

ГЕОЛОГИЯ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОКРАИН

3273



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •
Москва 1980



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
National Committee of Geologists of the Soviet Union

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS
XXVI session

Reports of soviet geologists

**GEOPHYSICS. GEOLOGY AND CATASTROPHIC EVENTS.
GEOLOGY OF CONTINENTAL MARGINS**

Ответственные редакторы

Е.В. Карус, Л.И. Красный, Ю.К. Щукин

Chief editors

E.V. Karus, L.I. Krasny, Yu.K. Shchukin

ПРЕДИСЛОВИЕ

Советские геофизики и геологи представляют настоящий сборник к XXVI сессии Международного геологического конгресса (Париж, 1980 г.), следуя сложившейся традиции знакомить широкие круги геологов и геофизиков с состоянием научных исследований в СССР за период между очередными сессиями Международного геологического конгресса.

Сборник состоит из трех частей, объединенных общим названием "Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин".

Статьи первой части — "Геофизика" — объединены общей тенденцией изучения региональных закономерностей и динамики земной коры и верхней мантии. Сейчас очевидным стал тот факт, что без знания особенностей строения литосферы до глубин 100—200 км и более вряд ли возможен объективный анализ региональных геотектонических условий развития складчатых и платформенных территорий. Современные методы интерпретации региональных геофизических данных позволяют оценить глубину источников региональных и планетарных гравитационных аномалий, положение слоев с пониженными значениями скоростей упругих волн, зон с аномальной электрической проводимостью, что, в свою очередь, дает возможность экстраполировать полученные геологическими методами результаты на большие глубины.

Большинство статей посвящено региональному анализу глубинной структуры литосферы в пределах крупных тектонических единиц, например Балтийского щита (И.В. Литвиненко, С.А. Анкудинов, Л.Н. Платонова, М.Д. Лизинский), Западно-Сибирской плиты (Н.Н. Пузырев, С.В. Крылов, В.Д. Суворов и др.), Средиземноморского региона (Б.А. Брюсов), северо-восточных районов СССР (В.В. Федынский, Ю.Я. Вашилов), территории СССР в целом (Н.А. Беляевский, Г.В. Краснопевцева, Н.П. Лопатина и др.), океанов (Н.К. Булин) и др.

Характерной особенностью геофизической части сборника является заметный уклон в сторону вопросов геодинамики, в частности при оценке роли горизонтальных движений литосферных плит (А.А. Смыслов, М.Г. Харламов, И.Г. Клушин, Ю.И. Сытин, А.Н. Храмов, В.П. Родионов, К.Ф. Тяпкин). Такой нетрадиционный подход к оценке палео- и современной геодинамической обстановки отдельных регионов СССР весьма интересен и полезен.

Вторая часть сборника — "Геология и катастрофические природные явления" — новый раздел, посвященный международным геологическим конгрессам. Он отражает большой интерес к изучению сейсмических явлений как к проявлению современных геодинамических процессов, которые до сих пор еще не нашли должного применения при решении важнейших тектонических проблем. Статьи на эту тему немногочисленны, но интересны, в особенности геологам, которые смогут понять и оценить важность сейсмологической информации о современных тектонических процессах на больших глубинах и возможность использования этих данных при объемном анализе региональной геотектоники.

Статьи В.Н. Аверьяновой, Ф.Н. Юдахина, Н.В. Кондорской, Л.Б. Славвиной, Ю.К. Щукина содержат интересную информацию о взаимоотношениях очаговых зон сильных землетрясений с известными тектоническими

линеаментами, а также глубинными неоднородностями литосферы, не выраженными в приповерхностных частях земной коры.

На XXVI сессии Международного геологического конгресса состоится симпозиум, посвященный подвижным и стабильным континентальным окраинам. Статьи третьей части сборника — "Геология континентальных окраин" — подготовлены к этому симпозиуму.

Советские ученые провели за последнее время значительные комплексные исследования в пределах тихоокеанских активных окраин, характеризующихся сложной геологической историей и особо напряженной геодинамической обстановкой. Не оказалось неожиданным, что зона сочленения океанских структур, выделяющаяся своей высокой сейсмичностью, интенсивным вулканизмом, сложными и интенсивными геофизическими полями, явилась той природной лабораторией, где многие важные вопросы современной геологии нашли свое разрешение или активно дискутировались.

Если двигаться от Тихого океана в сторону Азиатского континента, то исследователь в первую очередь встречает глубоководные желоба, совпадающие с выходом на поверхность зоны Заварицкого—Беньофа. Этим самым глубокоим прогибам современной земной поверхности посвящена статья П.Л. Безрукова и И.О. Мурдмаа, собравших и проанализировавших обширный фактический материал, полученный за многие годы их изучения, включая глубоководное бурение последних лет.

Преобразования земной коры в пределах активных континентальных окраин северо-запада Тихого океана рассмотрены в очерке М.С. Маркова, Ю.М. Пушаровского, С.М. Тильмана. Эти же и другие проблемы тектоники и глубинного строения обширной Азиатско-Тихоокеанской зоны явились предметом обзорной статьи И.К. Туезова, Г.С. Гнибиденко, М.Л. Красного и С.С. Снеговского.

В свете идей новой глобальной тектоники И.Г. Клушин и И.И. Абрамович сделали попытку выявить принципиальные соотношения между вулканической активностью и термодинамическими параметрами верхней мантии в системах островных дуг. Ими рассмотрены геодинамическая модель и эмпирические данные.

Статьи М.Г. Ломизе и Ю.Г. Гатинского посвящены различным по типу активным тихоокеанским окраинам. В первой из них на материалах западных районов Южной Америки показана эволюция вулканогенных поясов Анд — ранне-, поздне- и неоандийского. Во второй приведена история геологического развития области сочленения Палеотетиса и Палеопацифика. Обе статьи сопровождаются оригинальными иллюстрациями.

В работе Е.Н. Меланхолиной исследуются основные аспекты геологического развития позднемезозойской континентальной окраины Восточной Азии, в статье Б.В. Ермакова показана роль разломов земной коры континентальной окраины северо-западной части Тихого океана в формировании основных геоструктурных элементов этого региона.

Приведенные материалы по континентальным окраинам различных регионов Тихоокеанского подвижного пояса показывают, что новые данные, хотя и продвинули заметно наши знания его исторических и геодинамических закономерностей, все еще недостаточны для выработки единой теории Земли.

Все статьи сборника свидетельствуют о высоком уровне и масштабности научных исследований, выполненных советскими геологами и геофизиками за последние годы.

УДК 550.3

Н.А. БЕЛЯЕВСКИЙ, Г.В. КРАСНОПЕВЦЕВА,
Н.П. ЛОПАТИНА, М.И. РАЗИНКОВА, В.Н. СЕМОВ,
Л.Н. СТАРОБИНЕЦ, Ю.К. ЩУКИН

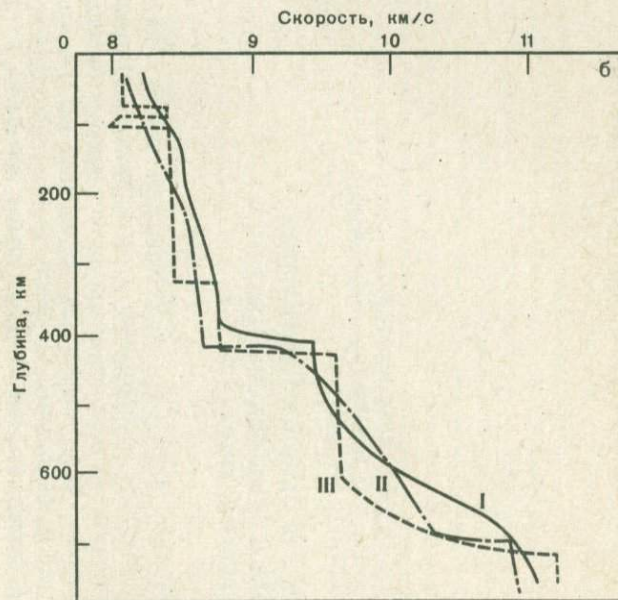
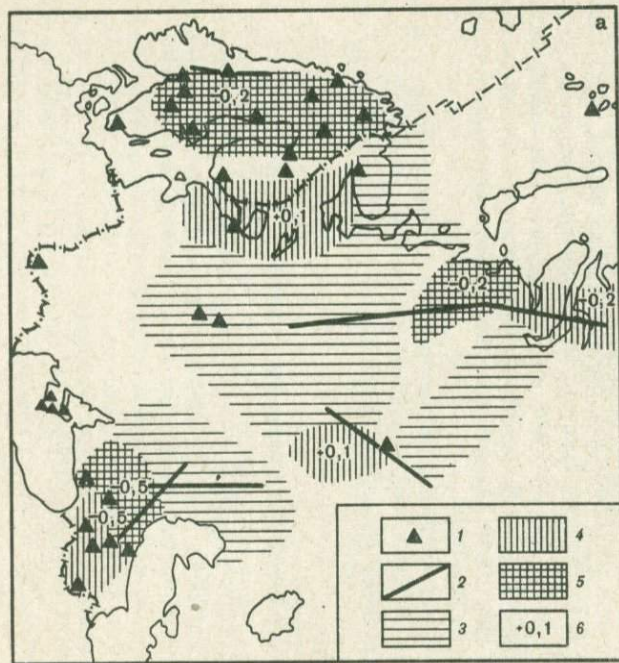
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Во ВНИИГеофизике в последние годы проводятся анализ и обобщение материалов сейсмических исследований и сопоставление их с данными других геофизических методов, конечной целью которых является изучение особенностей строения земной коры и верхней мантии различных геоструктурных областей территории СССР. В настоящей работе приводятся некоторые результаты этих исследований, полученные с использованием современного арсенала интерпретации геофизических данных. Они освещают детальную структуру земной коры и верхней мантии некоторых крупных тектонических структур европейской части СССР, сейсмическую характеристику границы Мохоровичича и крупных скоростных неоднородностей верхней мантии, получаемых при комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных, для территории СССР в целом и некоторые данные об особенностях глубинного строения сейсмоопасных зон Юга СССР.

Работа выполнена под руководством и при непосредственном участии профессора Н.А. Беляевского, безвременная кончина которого лишила нас одного из наиболее активных геологов—интерпретаторов геофизических данных.

Скоростные неоднородности верхней мантии

Наиболее существенный вывод, который получен в результате анализа сейсмического материала, касается установления латеральных неоднородностей земной коры и верхней мантии. При детальном выявлении и определении горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии в пределах Восточно-Европейской платформы и некоторых сопредельных областей использовались материалы взрывной сейсмологии, полученные на профилях ГСЗ (Кинешма—Воркута, Элиста—Бузулук, свердловское пересечение Урала и др.) и сетью сейсмологических станций. Экспериментальные данные позволили выделить в пределах рассматриваемой территории в верхней мантии существенные горизонтальные скоростные



Р и с. 1. Система наблюдений и схема аномалий скорости (а) и скоростные разрезы (б)

1 — стационарные сейсмические станции; 2 — профили ГСЗ; 3 — районы, для которых отклонение времени пробега волны P_n не превышает ± 1 с; 4 — аномалии скорости на глубинах до 200 км от поверхности Земли; 5 — то же, на глубинах до 100 км; 6 — значения аномалий скорости в км/с; разрезы: I — по данным авторов, II — по [13], III — по [14]

неоднородности, показанные на рис. 1 [5], и примерно оценить их параметры (величину изменения скорости, глубину заложения, линейные размеры).

Аномалии горизонтальных скоростных неоднородностей определялись относительно стандартного (осредняющего) скоростного разреза верхней мантии, построенного до глубины 800 км. В исследуемом диапазоне глубин скорость распространения продольных волн с глубиной увеличивается примерно от 8,3 км/с на границе Мохоровичича до более чем 11,0 км/с на глубине 800 км. На глубинах 100—120 км отмечается область резкого увеличения градиента скорости; кроме того, возможен небольшой скачок скоростей, примерно на 0,1—0,2 км/с. На глубинах 400—410 и 630—640 км выделены две наиболее резкие границы увеличения скоростей. Перепад скоростей на этих границах соизмерим со скачком скоростей на границе Мохоровичича; на них образуются преломленные, отраженные и обменные волны типа *PS*.

Характеристики обеих границ, выделяемых во многих областях земного шара, варьируют по глубине и величине перепада скоростей в различных регионах. Выделяемая нами на глубине 630—640 км граница примерно на 30—40 км выше, чем на стандартных скоростных разрезах, построенных для всей Земли. Более подробный анализ стандартного скоростного разреза верхней мантии Восточно-Европейской платформы, построенного по данным профильных наблюдений ГСЗ и материалам регистрации взрывов сетью сейсмологических станций, приводится в работе [5].

На Балтийском щите выделена область понижения скорости приблизительно на 0,2 км/с на глубинах до 80—100 км от поверхности Земли. Различия в скорости распространения продольных волн в верхней мантии под Балтийским щитом и под Русской плитой существуют в относительно тонком слое верхней мантии мощностью примерно 40—50 км. Известно, что Балтийский щит быстро поднимается, а Русская плита имеет тенденцию к опусканию. По-видимому, отличия в свойствах верхов мантии связаны с различным характером геодинамических процессов этих структурных элементов Восточно-Европейской платформы.

На северной окраине Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты выделена обширная область пониженной скорости. Среднелучевая аномалия скорости составляет около 0,2 км/с на глубинах до 150 км. На юго-востоке Русской плиты и в области Предуральяского прогиба намечается район повышенной скорости на глубинах до 200 км. Границы этой аномалии установлены неуверенно. У южной окраины платформы выделяется аномальная область, соответствующая Скифской плите и Предкавказскому прогибу. Она в среднем характеризуется понижением скорости в кровле мантии примерно на 0,5 км/с, мощность аномального слоя не более 30—50 км.

Вопреки распространенному представлению об астеносфере как основном вмещителе горизонтальных скоростных неоднородностей нами выявлены примеры (Балтийский щит, Предкавказье) горизонтальной неоднородности верхних нескольких десятков километров мантии при сравнительно стабильной скорости в более глубоких горизонтах, где обычно выделяется астеносфера.

Скоростные неоднородности земной коры

Изучение скоростных неоднородностей земной коры на территории СССР производится более детальными методами, чем изучение верхней мантии, в том числе непрерывным профилированием, поэтому данные об этих неоднородностях более достоверные и количественно более определенные. В настоящее время известно, что земная кора каждой тектонической области имеет свои специфические черты, что выражается в особенностях волновых характеристик и скоростных параметров. Показательным в этом отношении является распространенность в составе коры различных регионов слоев с пониженными (волноводов) и повышенными скоростями. Обзор имеющихся данных показал, что в пределах СССР волноводы встречаются в самых разнообразных регионах. Они, как правило, четко устанавливаются под фанерозойскими складчатыми сооружениями в пределах Донбасса, вала Карпинского, Урала, Тянь-Шаня, Памира в интервале глубин 10–15 км. В молодых впадинах на Туранской и Западно-Сибирской плитах распространен в основном "нижний" волновод на глубинах 25–35 км. В пределах древних платформ (Московская и Виллюйская синеклизы, Прикаспийская впадина) он располагается на глубинах 17–35 км, в Байкальской рифтовой системе – 12–17 км. Слабо выражен волновод на древних щитах, локальное распространение он имеет в Рионо-Куринской межгорной впадине и на Малом Кавказе, отсутствует в Терско-Каспийском прогибе, в Черноморской и Каспийской впадинах.

Перепад в значениях пластовых скоростей на границах разделов волноводов составляет 0,2–0,9 км/с. Большой скачок и меньшие абсолютные значения пластовых скоростей внутри слоя (до 5,4–5,8 км/с) характерны для структурных элементов альпийского возраста. Наоборот, на границах волновода, распространенного в пределах щитов, скачок составляет всего 0,2–0,3 км/с, а пластовая скорость внутри него – 6,0–6,2 км/с.

Геологическая природа волноводов, выделяемых в различных регионах СССР, вероятно, разная. В горно-складчатых областях они могут быть связаны с зонами частичного плавления и разогрева веществ земной коры или зонами разуплотнения пород, появление которых обязательно действует тангенциальных сил и "проскальзывания" отдельных слоев земной коры относительно друг друга. В сейсмически активных районах слои с пониженными скоростями могли появиться в результате "разрушения" пород после землетрясения. На платформах геологическая природа волноводов в земной коре менее определена. Их положение в земной коре, скорее всего, следует связывать с термодинамическими условиями или фазовыми переходами одних типов пород в другие, а также с петрографическими неоднородностями в составе пород (Балтийский щит).

Слои с повышенными скоростями в нижних частях коры (7,3–7,5 км/с), связываемые с развитием базито-эктогитового комплекса, распространены в основном в молодых горно-складчатых областях (Малый Кавказ, Рионская межгорная впадина и др.).

Статистическая обработка данных о граничных скоростях разделов в земной коре [4] позволяет в средней части консолидированной толщи выделять границу, соответствующую поверхности Конрада, разделяющую

кору на верхнюю "гранитную" и нижнюю "базальтовую" части. Скоростные параметры и волновые характеристики этой границы очень изменчивы. Среднепластовые скорости "базальтового" слоя изменяются от 6,4–6,6 до 7,0–7,2 км/с. В целом меньшие значения характерны для районов молодых платформ, Карпат, Большого Кавказа, Тянь-Шаня и др., большие — для древних платформ, щитов, Рионо-Куринской впадины, Памира и др. Столь разнообразные скоростные параметры поверхности "базальтового" слоя, естественно, порождают такое же разнообразие волновых характеристик образующихся на ней волн — от достаточно четких и интенсивных, нередко доминирующих, в пределах Кавказского региона, Памира, внутренних морей, древних щитов и платформ до их практического отсутствия в Казахстанской складчатой области. Из-за значительной изменчивости особенностей волн, соответствующих промежуточным границам в земной коре, провести региональную корреляцию их для территории СССР в целом не удалось.

Наибольший интерес представляет анализ взаимосвязи неоднородностей земной коры и верхней мантии. Сопоставление строения земной коры европейской части СССР с особенностями скоростных характеристик верхней мантии, представленными на рис. 1, показало, что в целом стандартной мантии этого региона отвечает "нормальная" континентальная кора мощностью до 40–43 км, значительно расслоенная, с изменениями скорости продольных волн с глубиной в верхней части от 6,0–6,2 до 6,5–6,8 км/с и в нижней от 6,6–7,0 до 7,4–7,5 км/с. В средней части коры возможно существование волновода с перепадом $v_p = 6,5–6,0–6,6$ км/с.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют сформулировать лишь весьма общие представления о взаимосвязях неоднородностей земной коры и верхней части мантии. Выявлению более тонких особенностей таких связей препятствует разномасштабность сейсмических исследований. Скоростные неоднородности земной коры меньше по размерам и в общем соответствуют крупным тектоническим структурам. Аномалии в мантии занимают большие площади, количественные данные о них менее точны. Тем не менее вывод о прямом соответствии скоростных аномалий земной коры и верхней мантии нам кажется весьма достоверным.

Строение поверхности Мохоровичича

В предлагаемом варианте схемы рельефа поверхности Мохоровичича на территории СССР (рис. 2, см. вкладку) учтены данные проведенных за последние 5 лет сейсмических исследований, а также уточнены или переинтерпретированы наши прежние построения. Представленная гипсометрическая карта поверхности Мохоровичича позволяет прийти к следующим заключениям.

1. В основных чертах подтверждается тектоническое районирование территории СССР, произведенное по поверхности консолидированного фундамента.

2. Четкое выражение в структуре ее поверхности находят линейменты как границы или пограничные зоны между блоками земной коры, су-

щественно различными по строению: общей мощности земной коры, морфологии структурных элементов подчиненного значения.

3. По определению линейных или изометричных форм и простиранию может быть произведено районирование.

а) Наиболее четко выделяется пояс существенно линейных форм северо-западного простирания, которому в современных границах отвечает Средиземноморский пояс складчатости. Северная граница пояса четко маркируется Сарматско-Туранским линеаментом. Меридионально ориентированные блоки Украинского щита образуют в северной части пояса резко несогласную наиболее древнюю структуру.

б) Другая область развития линейных структур отвечает переходной зоне к впадинам окраинных морей. Для нее характерны меридиональные и северо-восточные простирания, отвечающие островным дугам и желобам. Впадины окраинных морей имеют изометрические формы, общее их простирание подчиняется направлению прилегающих островных дуг.

в) Третья зона линейных форм отвечает рифтовому хребту Гаккеля.

г) Между указанными линейными структурными элементами располагаются существенно изометричные или брахиформные структуры, исключение среди которых составляет Уральская складчатая система, отражающаяся линейной зоной увеличенной мощности (свыше 45 км) земной коры.

Районирование блоков земной коры, соответствующих платформенным территориям СССР, может быть произведено по преобладающим простираниям частных структурных форм. Западная часть территории СССР характеризуется преобладанием северо-западных и северо-восточных направлений. Ей отвечают блок Восточно-Европейской платформы, западная часть Западно-Сибирской плиты, север Туранской плиты и Казахстанская складчатая область. Восточная граница этого блока структур связана с желобом Святой Анны, а южнее с положением Западно-Сибирской рифтовой системы.

Восточная часть территории СССР характеризуется менее четкой ориентацией структурных форм, среди которых преобладают элементы меридионального и субмеридионального простирания. Внутри каждого из названных блоков структур могут быть выделены блоки более высоких порядков.

д) Максимальные мощности земной коры свойственны альпийским складчатым сооружениям (до 55 км), Центрально-Азиатскому орогену (Тянь-Шань — 65 км), Уральской складчатой системе (до 50 км), Украинскому щиту (до 50 км). Мощность земной коры других орогенных систем составляет 40 — редко 45 км. Окраинно-материковые складчатые области отмечаются сокращенными значениями мощности земной коры до 30—35 км. Минимальные мощности земной коры (до 10 км) свойственны рифтовому хребту Гаккеля и глубоководным впадинам окраинных морей. Впадины внутренних морей обладают значительно большей мощностью земной коры — до 20—30 км. В основном значения мощности земной коры для территории СССР колеблются от 35 до 45 км, реже более.

Представляет интерес вместе с гипсометрическим положением границы Мохоровичича рассмотреть особенности волнового поля, возникающе-

го на этой границе. Такие характеристики позволяют дополнительно качественно осветить структуру самой границы. Известно, что на границе Мохоровичича возникает несколько классов (продольные, поперечные и обменные) и типов (отраженные, слаборефрагированные, дифрагированные) волн. Волны отраженные (особенно закритические отражения) и слаборефрагированные продольные ($P_{отр}^M$ и $P_{пр}^M$) регистрируются практически повсеместно, являясь опорным доминирующим колебанием в последующих вступлениях на удалениях 70–200 км от источника ($P_{отр}^M$) или образуя четкий излом годографа первых волн с расстояний 150–180 км ($P_{пр}^M$). При детальном анализе и сопоставлении особенностей всех указанных волн обнаруживается, что каждый крупный регион характеризуется определенным набором волн и их динамической выраженностью, что в большой степени определяется структурой границы (переходная зона, граница I рода и т.д.), ее резкостью (скачок скорости), нарушенностью. Согласно динамическим особенностям волн от границы Мохоровичича [1, 6], определенным при теоретических расчетах и модельных исследованиях, можно охарактеризовать зону перехода корамантия хотя бы качественно.

Древние щиты отмечаются наиболее высокими значениями граничных скоростей (8,1–8,4 км/с), высокой интенсивностью всех типов волн, в том числе обменных и поперечных. По диагностическим признакам волн от границы Мохоровичича в пределах щитов граница M представляет собой или четкую со значительным скачком скоростей на ней слаборазрушенную границу I рода, или переходную зону с резкими границами на ее кровле и подошве.

Горно-складчатые сооружения характеризуются значительным ослаблением закритических и докритических волн и регистрацией малоинтенсивных, хотя и стабильных, преломленных (слаборефрагированных) волн. Обменные волны тоже слабые и регистрируются прерывисто. Такие признаки характерны для сильно нарушенных границ I рода или переходной градиентной зоны. В том и другом случае четкость и резкость границы Мохоровичича сильно ослаблены.

Мощность земной коры в пределах этого типа структур увеличивается до 45–55 км, граничная скорость несколько меньше, чем на щитах (7,8–8,3 км/с).

Впадины платформенного типа характеризуются значениями скоростей на поверхности M 8,0–8,2 км/с. Скачок скорости, как правило, составляет не меньше 1,0 км/с. В волновом поле преобладают по интенсивности волны $P_{отр}^M$, стабильны и четки также $P_{пр}^M$, достаточно четки докритические и обменные волны, в некоторых районах зарегистрированы интенсивные поперечные волны. Перечисленные признаки характерны для резких границ раздела со значительным скачком скорости или переходных зон в виде пачки слоев с положительным скачком скорости на их границах.

Сейсмическая характеристика границы M в пределах впадин платформ близка к характеристике щитов. От последних впадины отличаются меньшей интенсивностью волн $P_{пр}^M$, что, вероятно, связано с меньшей резкостью границы или меньшим градиентом скорости ниже раздела M.

Впадины альпийской области отличает незначительная мощность коры, меньшие значения граничных скоростей (7,9–8,1 км/с). В волновом поле сильно ослаблены за критические отражения. Отмечаются четкие, средней интенсивности волны $P_{пр}^M$, слабые докритические отражения. Все это свидетельствует о нарушении границы Мохоровичича в пределах этого типа тектонических структур. Возможно также влияние сложной покрывающей среды. Близки к описанным записи волн от границы М, полученные в активном регионе Камчатки.

Данных по рифтовым структурам очень немного. В волновом поле доминируют волны $P_{отр}^M$, остальные очень ослаблены или отсутствуют. Большинство исследователей в пределах рифтов определяют границу М в виде сложной переходной зоны.

Таким образом, даже при близких глубинах и граничных скоростях волновая характеристика границы Мохоровичича совершенно различна, что, вероятно, свидетельствует о разных условиях ее формирования в различных типах тектонических структур. Сейчас пока трудно сделать какие-либо более определенные выводы о геологической природе этой границы. Но несомненно, что динамика волн от границы М несет большую информацию о ней.

Физическое состояние и динамика литосферы

Для изучения физического состояния литосферы и процессов, происходящих в ней, очень важны данные о физических свойствах слагающего ее вещества. Это в большой степени относится к изучению верхней мантии, где зарождаются основные динамические процессы. Проблема изучения внутреннего строения мантии чрезвычайно сложна и требует комплексного подхода.

Установленные сейсмическими методами значительные колебания скоростных параметров верхней части мантии сопровождаются также изменением ее плотностных характеристик, что отражается в аномалиях гравитационного поля. Для определения гравитационного эффекта этих плотностных неоднородностей из аномалий силы тяжести в редукции Буге была выделена их глубинная составляющая $\Delta g_{гл}$ — разностная (остаточная) аномалия, полученная путем вычитания из аномалий Буге гравитационного влияния слоев земной коры. Вероятная ошибка ее определения ± 50 мГал, вычисленные для территории СССР значения колеблются в пределах от -200 до $+300$ мГал. Значительно различаются в поле глубинных аномалий окраинные области Евразийского континента ($-100 \div -200$ мГал), большая, преимущественно равнинная часть территории СССР ($-50 \div +100$ мГал), орогенические области Юга СССР и сопредельные территории (резко дифференцированные значения $-200 \div +250$ мГал). Интерпретация поля $\Delta g_{гл}$ позволила исследовать распределение плотностных характеристик верхней части мантии. При этом была использована модель строения верхней мантии, определенная по результатам сейсмических исследований, свидетельствующим об отсутствии в ее верхней части планетарных границ резкого изменения физических свойств. В связи с этим интерпретация $\Delta g_{гл}$ проводилась в

рамках не слоистой, а блоковой модели строения верхней части мантии.

Результаты совместной интерпретации глубинных аномалий силы тяжести и данных сейсмических исследований позволили выяснить особенности распределения на территории СССР некоторых скоростных и плотностных параметров верхней части мантии [9]. Четко выделяются области, различающиеся значениями $\Delta g_{\text{гл}}$, $\bar{v}_M + 150$ и $\bar{\sigma}_M + 150$, причем эти различия, вероятно, прослеживаются до глубин не менее 150–200 км. Таким зонам присущи значения $\Delta g_{\text{гл}}$ от $-50 \div -200$ мГал до $50 \div 150$ мГал, $\bar{v}_M + 150$ от 7,7 до 8,35 км/с; $\bar{\sigma}_M + 150$ от 3,2 до 3,4 г/см³. В характере размещения этих зон наблюдаются определенные закономерности. К окраинам континентов приурочены зоны с пониженными значениями этих параметров, т.е. зоны разуплотнения вещества верхней мантии; южные равнинные области характеризуются их повышенными значениями, соответствующими таким разнородным в тектоническом отношении структурам земной коры, как Украинский и Воронежский кристаллические массивы, Прикаспийская синеклиза и Центрально-Казахстанский складчатый массив. В пределах орогенического пояса Юга СССР выделен ряд зон повышенных и пониженных значений $\bar{v}_M + 150$ и $\bar{\sigma}_M + 150$. Наиболее характерны из них области минимальных значений этих параметров, приуроченные к Черноморской и Южно-Каспийской впадинам, складчатой зоне Памира, и область повышенных значений в южных районах Туранской плиты.

Исследования, выполненные нами в последние годы, позволили выявить особенности пространственных и генетических связей между неоднородностями земной коры, верхней мантии и сейсмической активностью отдельных регионов.

На территории СССР и прилегающих районов очаги землетрясений в верхней мантии отмечены лишь в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Курило-Камчатская зона), на Памире и Гиндукуше, на Кавказе (редкие очаги в районе Дербента) и в Карпатах, при этом очаги, как правило, сосредоточены в узких локальных зонах. Основная часть сейсмической энергии освобождается при коровых (тектонических) землетрясениях. В одних районах сейсмичны кора и верхняя мантия (Курило-Камчатская зона, структуры Памира и Гиндукуша), в других — в основном сейсмична мантия (Карпаты), в третьих — подавляющая часть очагов землетрясений расположена в коре (Кавказ), в четвертых — высокосейсмична кора и несейсмична мантия (Тянь-Шань, Прибайкалье), наконец, в пределах платформенных областей слабо сейсмична кора и несейсмична мантия (Балтийский щит и др.).

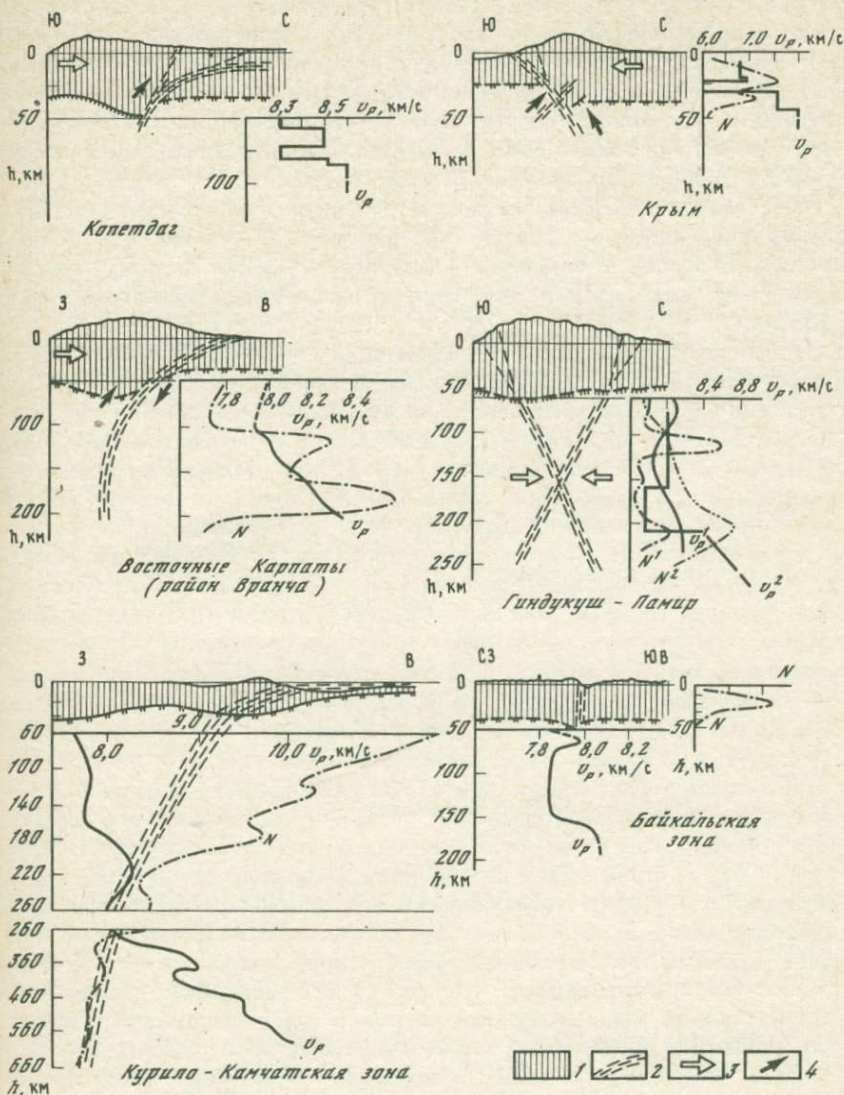
Сопоставление особенностей изменения по площади v_r^M и удельной сейсмической энергии [10] показывает, что в асейсмичных и слабосейсмичных платформенных областях значения скорости медленно изменяются в горизонтальном направлении. Выделяющиеся здесь аномалии v_r^M обычно имеют большие размеры. В сейсмоактивных регионах Юга СССР характер поля v_r^M меняется. Значения v_r^M в южных районах изменяются по площади значительно быстрее, а аномалии имеют по сравнению с северными районами небольшие линейные размеры.

Следует заметить, что при переходе от асейсмичных районов к сейсмичным нередко отмечаются понижения преобладающих значений v_r^M . Так, например, областям высокой сейсмичности в зонах перехода от Азиатского континента к Тихому океану, в Байкальской рифтовой зоне, в Карпатах (район Вранча) и в некоторых других районах соответствуют пониженные значения $v_r^M = 7,7-8,0$ км/с по сравнению с прилегающими слабосейсмичными районами, в которых преобладают значения $v_r^M = 8,1-8,2$ км/с. Полученные эмпирические зависимости, устанавливающие связь между v_r^M и $\lg E$, могут быть использованы для прогнозирования одного из названных параметров по другому. К аналогичным выводам мы пришли при изучении закономерностей пространственного положения очагов землетрясений и скоростных аномалий в земной коре Кавказа, Памира и Тянь-Шаня [2, 3, 7, 8].

Принципиальная роль в сейсмическом процессе отводится волноводам. Появление или отсутствие их в земной коре сейсмоактивных районов может служить, как нам кажется, критерием для долговременного прогноза сейсмической опасности. Сопоставление графиков распределения с глубиной плотности очагов землетрясений и скоростных разрезов литосферы, построенных по материалам регистрации продольных волн от землетрясений для основных сейсмически активных зон Евразии (рис. 3), показало, что общей характерной особенностью строения литосферы в рассматриваемых районах является наличие слоев с пониженными скоростями, достаточно мощных (одно-двух) в мантии и маломощных, непротяженных в коре. Этим слоям и непосредственно прилегающим к ним по глубине участкам разреза нередко соответствует увеличение плотности потока энергии и количества очагов. Общий уровень скоростей в земной коре и верхней мантии до глубин 150–200 км для сейсмоактивных районов характеризуется в среднем более низкими значениями по сравнению с платформенными областями, что, по всей вероятности, связано с интенсивными геодинамическими процессами в орогенных областях, сопровождающимися разуплотнением и дислокационным разупрочнением, а также разогреванием литосферы в целом или ее аномальных участков.

Анализ схем изосейст сильных землетрясений и больших взрывов показал, что изосейсты пересекают границы геологических структур и отчетливо вытянуты в направлении областей повышенных значений средней скорости и плотности верхней мантии. В связи с этим можно полагать, что затухание энергии глубинных волн коррелируется с распределением ее крупномасштабных скоростных неоднородностей (более сильное затухание соответствует области пониженных скоростей, более слабое — высокоскоростным зонам). Ярким примером может служить аномальное распределение колебаний из глубоких очагов в районе Вранча (Восточные Карпаты). Этот и многие другие аналогичные факты имеют важное значение при изучении сейсмической опасности районов, удаленных от очагов на большие расстояния.

Столь же очевидно влияние структурных и скоростных неоднородностей коры на энергетические спектры очагов землетрясений. Отмечается существенное различие в преобладающих направлениях изменения скоро-



Р и с. 3. Скоростные разрезы верхней мантии v_p (h) и распределение с глубиной плотностей очагов землетрясений N (h) для различных регионов

1 — земная кора; 2 — принципиальные модели фокальных зон; 3 — направления тангенциальных усилий; 4 — направления возможных смещений активных блоков литосферы

сти прохождения сейсмических волн и тектонической зональности. Отмечается также поразительное несоответствие в простираниях региональных глубинных сейсмогенных структур, очаговых зон и полей тектонических деформаций вблизи дневной поверхности [11, 12]. Это позволяет утверждать, что полного соответствия между положением очаговых зон и тектоническими структурами не имеется. Такие связи гораздо сложнее и не столь очевидны, как их обычно представляют.

Итак, сейчас постепенно формируются новые представления о горизонтально-неоднородной модели строения верхней мантии. Эта модель значительно лучше отображает физические свойства верхней мантии и расширяет возможности для решения актуальных задач геологии и геофизики.

На основании совместной интерпретации глубинных аномалий силы тяжести и результатов глубинных сейсмических исследований в пределах территории СССР выделены зоны в верхней мантии, довольно существенно различающиеся по значениям средней скорости распространения упругих колебаний и средней плотности пород. Эти различия сохраняются, по-видимому, до глубины не менее 200–250 км. Соотношение между выделенными неоднородностями мантии и структурами коры (в том числе линейментами) носит сложный характер. Установлено, например, что крупным платформенным впадинам, таким, как Прикаспийская, Амударьинская (южные районы), Предуральский и Предкопетдагский прогибы, соответствует уплотнение (повышение значений скоростных параметров) верхней мантии. Под расположенными в пределах альпийской складчатой зоны впадинами (Средиземноморская, Черноморская, Южно-Каспийская, Южно-Таджикская, Паннонская и др.) отмечаются ее разуплотнение и понижение средних значений скоростей.

Полученные результаты указывают на глубинное заложение приповерхностных структур и свидетельствуют о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие и условия деформации земной коры. Однако связь между структурами земной коры и верхней мантии носит сложный характер, нередко изменяющийся при переходе из одного региона в другой. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в земной коре.

В частности, установлено, что между особенностями скоростного строения земной коры и верхней мантии и характеристиками сейсмичности (энергия, поглощение, затухание) существует тесная связь. Это открывает возможности решения вопросов современной геодинамики и прикладных вопросов (задач) сейсмического районирования, долговременного и оперативного прогноза сильных землетрясений.

Каковы наиболее важные и перспективные направления развития сейсмических методов исследования земной коры и верхней мантии? Основной методической задачей является повышение достоверности, детальности и сопоставимости результатов, получаемых комплексом методов естественной и взрывной сейсмологии в различных регионах. Указанные задачи могут быть решены путем усовершенствования способов построения горизонтально-неоднородных, особенно трехмерных скоростных разрезов, путем широкого использования при интерпретации

не только кинематических, но и динамических характеристик глубинных волн. Все это потребует дальнейшего развития методики и техники полевых наблюдений, в частности перехода к площадным системам наблюдений.

Другая, не менее важная задача — это комплексная интерпретация совокупности геологических, геофизических и петрологических данных с целью построения "овещественных" моделей земной коры и верхней мантии. Сопоставление материалов изучения в лабораторных условиях физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах, данных термометрии, скоростных параметров свидетельствует о том, что неоднородности коры и верхней мантии до глубин порядка 100 км в значительной степени могут быть объяснены изменением вещественного состава горных пород, обусловленным изменением термодинамических условий и возникающими при этом фазовыми превращениями. Помимо важности выяснения таких вопросов для задач теоретической геотектоники, появляется возможность разработать ряд вопросов глубинной предопределенности различия и специализации минерации разных регионов.

В направлении решения указанных задач сделаны лишь первые обнадеживающие шаги, свидетельствующие о том, что детальное и всестороннее изучение неоднородностей среды — эффективное средство познания причин и сущности геологических процессов и явлений.

ABSTRACT

The paper presents the results processed and analyzed by the modern means of the detailed structure of the Earth's crust and upper mantle within major structural units of the European part of the USSR. It also presents seismic characteristics of the Mohorovičić discontinuity and substantial velocity inhomogeneities in the upper mantle obtained as a result of combined interpretation of seismic and gravity data for the whole of the USSR and some information of the crustal structure of seismic zones in the south of the country.

An important conclusion has been made as a result of the analysis of seismic measurements of lateral inhomogeneities existing in the crust and upper mantle.

Velocity inhomogeneities in the upper mantle were determined from explosion seismology data obtained along the lines of deep seismic sounding and by a network of seismologic stations. Lateral velocity anomalies were determined against the upper mantle reference (average) velocity section constructed to a depth of 800 kilometers. Within this depth interval, compressional velocity increases with depth from about 8.3 km/sec at the Moho discontinuity to more than 11.0 km/sec at 800 kilometers. A region of an abrupt increase of a velocity gradient and, possibly, an 0.1 or 0.2 km/sec increase of velocity was observed at 100–120 km. Two most prominent boundaries of velocity jumps were recorded at 400–410 and 630–640 km. Velocity increases at these boundaries are comparable with those at the Moho discontinuity. Contrary to the existing

idea of the asthenosphere as the layer including most of lateral velocity inhomogeneities, such inhomogeneities were detected within the upper several dozen kilometers of the mantle (the Baltic shield, fore-Caucasus region, etc.) while the deeper levels commonly identified as the asthenosphere were found to be masked by relatively stable velocities.

The study of velocity inhomogeneities in the crust is performed in the USSR using detailed techniques which allow acquisition of more dependable and accurate results.

A distinctive feature of the crustal structure in various tectonic regions is the presence of high-velocity and low-velocity layers (waveguides). Commonly, waveguides are easily identified below the Phanerozoic folded structures within the Donbass, Karpinsky's swell, Urals, Tien-Shan, and Pamir in depth intervals of 10 to 15 km; in young basins within the Turanian and West Siberian platforms, a "lower" waveguide is observed at a depth of 25 to 35 km; within old platforms (the Moscow and Vilui Synclises, North Caspian basin, etc.) it is at 17 to 25 km and in the Baikal Rift System at 12 to 17 km.

A difference between layer velocities at waveguide interfaces is 0.2 to 0.9 km/sec. A great increase and lower absolute values of the velocity inside the layer (5.4–5.8 km/sec) are observed for structural features of Alpine age. On the contrary, a difference of 0.2–0.3 km/sec at the boundary and an absolute value of 6.0–6.2 km/sec within the waveguides are recorded in areas of shields and ancient cratons.

The comparison of the crustal structure with the upper mantle velocities in the European part of the USSR shows that the "normal" continental crust reaching 40 or 43 km in thickness corresponds to the essentially continental upper mantle. The crust is stratified with the depth variation of P velocities from 6.0 to 6.2 to 6.5–6.8 km/sec in the upper level and from 6.6–7.0 to 7.4–7.5 km/sec in the lower part. A waveguide with $v_p = 6.5$ –6.0–6.6 km/sec is likely to exist in the middle. A conclusion about a direct correlation between the velocity anomalies in the crust and those in the upper mantle seems to be trustworthy.

New evidence of the structure of the Moho discontinuity in the USSR is presented. The paper also deals with the aspects of the physical state and dynamics of the lithosphere, seismicity, and seismogenic structures in the crust and upper mantle.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базовкина Н.А., Краснопецева Г.В. Современное состояние изучения природы границы Мохоровичича. М.: ВИЭМС, 1978.
2. Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А. и др. Строение литосферы по профилю ГСЗ Тянь-Шань — Памир — Кара-Куль — Гималаи. — Сов. геол., 1979, № 1.
3. Беляевский Н.А., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. и др. Земная кора основных тектонических структур Запада СССР (по профилю Черное море — Карское море). — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976.
4. Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры. М.: Недра, 1973.
5. Винник Л.П. и др. Скорости Р-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы. — ДАН СССР, 1978, т. 242, № 1.

6. Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977.
7. Егоркина Г.В., Краснопецева Г.В., Щукин Ю.К. Геофизическая характеристика очаговых зон. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.
8. Краснопецева Г.В., Щукин Ю.К. Характеристика земной коры очаговых зон землетрясений Кавказа по сейсмическим данным. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 5.
9. Лопатина Н.П. и др. Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974.
10. Добрев Т.Б., Щукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974.
11. Щукин Ю.К. Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977.
12. Щукин Ю.К. Сейсмогенные структуры территории СССР и их природа. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979.
13. King D.W., Calcagnile G. P-wave velocities in the upper mantle beneath Fennoscandia and western Russia. — Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1976, vol. 46, N 2.
14. Masse R.P., Alexander S.S. Compressional velocity distribution beneath Scandinavia and western Russia. — Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1974, vol. 39.

УДК 550.3

Н.К. БУЛИН

НОВАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ

Современные сейсмические модели твердой коры океанов сравнительно мало отличаются друг от друга, особенно в отношении суммарной толщины твердой коры ($7 \pm 1,5$ км). Поэтому согласно наиболее распространенной модели Г. Шора кора океанов состоит из тонкого осадочного слоя (мощность $h = 0,34$ км, скорость продольных P -волн $v_p = 2,1$ км/с), переходного, или второго ($h = 1,21$ км, $v_p = 5,15$ км/с), и океанического, или третьего ($h = 4,57$ км, $v_p = 6,82$ км/с), слоев, подстилаемых породами верхней мантии с $v_p = 8,15$ км/с. Глубина границы Мохоровичича от уровня моря равна 10,67 км, от поверхности дна 6,26 км.

Идея об аномальном строении земной коры океанов на основе сейсмологических данных, по-видимому, впервые была выдвинута Б.Гутенбергом и С. Рихтером в 1939 г. [8]. Анализ значений средней скорости длиннопериодных поверхностных волн и относительных амплитуд отраженных волн PP от землетрясений, а также значений v_p от взрывов по району о-ва Самоа (Тихий океан) позволил этим авторам обосновать разделение земной поверхности на блоки двух типов, различающиеся по глубинному строению: а) большая часть территории Тихого океана и (частично) Арктический бассейн, в пределах которых физические свойства земной коры такие же, как и в породах мантии на глубине нескольких сотен километров, б) современные континенты, а также Атлантический, Индий-

ский океаны и западная часть Тихого океана, в пределах которых разрез коры является "континентальным". На основе изучения поверхностных волн землетрясений было высказано предположение о возможном сокращении толщины коры в Атлантическом океане и утонении "гранитного" слоя вплоть до его полного выклинивания [8].

Идеи Б. Гутенберга и С. Рихтера о специфическом строении коры Тихого и, возможно, Атлантического океанов явились благодатной почвой для дальнейшего развития представлений о коре океанического типа. Уже первое глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) А-154, выполненное в 1949 г. М. Юингом и другими американскими геофизиками в пределах Бермудского треугольника, казалось бы, полностью подтвердило представления Б. Гутенберга и С. Рихтера, поскольку под тонким слоем осадков здесь были выделены породы основания (basement rocks) с $v_p = 7,58$ км/с [6]. В 1952 г. М. Юинг, Г. Саттон и С. Оффисер переинтерпретировали данные А-154 и получили трехслойное строение среды: 1) $h_1 = 1,35$ км, $v_{p_1} = 1,83$ км/с; 2) $h_2 = 2,81$ км, $v_{p_2} = 7,05$ км/с; 3) $v_{p_3} = 7,8$ (?) км/с на глубине 4,16 км ниже дна океана, или 9,28 км от поверхности моря. Высокие значения v_p на сравнительно малых глубинах были обнаружены также в северо-западной части Атлантического океана английскими геофизиками Т. Гейскеллом и Дж. Своллоу по наблюдениям ГСЗ 1950 г. На двух зондированиях, поставленных в районе Бермудского треугольника, ими выделен слой с $v_p = 7,15-7,2$ км/с. На двух других профилях ГСЗ, выполненных М. Хиллом и Т. Гейскеллом в 1949 и 1950 гг. западнее Ирландии и в районе Бермудского треугольника, максимальные значения v_p на глубинах 4-5 км ниже дна океана не превосходят 6,2-6,35 км/с. Таким образом, аномально высокие значения v_p в верхней части твердой коры были отмечены на трех зондированиях из пяти, поставленных в Атлантическом океане в 1949-1950 гг.

Несмотря на малый объем и неоднозначность полученных результатов, идеи об аномально тонкой, преимущественно базальтовой коре океанов довольно быстро стали господствующими. Уже в 1950 г. М. Юинг и другие писали, что в исследованном ими разрезе "гранитный и промежуточный слои отсутствуют" [6, с. 233]. Необходимо отметить, что М. Юинг, Ф. Пресс и другие геофизики располагали в те годы крайне скудной сейсмической информацией относительно строения коры континентов, причем значения $v_p \geq 7,0$ км/с на глубинах 1-10 км в пределах континентов тогда вообще не были зарегистрированы. Не приходится удивляться, что, получив на А-154 сначала значение $v_p = 7,58$ км/с, а затем после переинтерпретации 7,0 и 7,8 (?) км/с, что соответствует очень малым глубинам, и не найдя им аналогов в коре континентов, указанные авторы сразу же выдвинули идею об уникальности коры Атлантического океана. В том же году М. Юинг и Ф. Пресс, основываясь на изучении дисперсии поверхностных волн землетрясений, распространили этот вывод и на территорию Тихого океана.

Теперь, по прошествии тридцати лет, мы знаем, что слои с $v_p \geq 7,0$ км/с на глубинах от 2 до 15 км имеются и в коре континентов, причем в широком "стратиграфическом" диапазоне. Так, в пределах Тунгусской синеклизы, южной части Сибирской платформы и в некоторых дру-

гих регионах СССР на глубинах от 1 до 5—7 км отмечено чередование преломляющих и отражающих горизонтов с $v_p = 6,0-7,0$ км/с, соответствующих залежам интрузивных базальтов и карбонатных пород в верхнепалеозойских, ордовикских и кембрийских образованиях с низкоскоростными прослоями ($v_p = 3,0-4,5$ км/с) эффузивно-осадочных пород. Тонкие высокоскоростные прослои ($v_p = 6,8-7,1$, реже 7,2—7,6 км/с) в пределах гранитно-метаморфического слоя на глубинах 5—12 км выявлены Г.В. Краснопевцевой и др. в Закавказье и Предкавказье, Н.И. Халевиным на Урале, В.Б. Соллогубом на Украинском щите, С.В. Потапьевым в пределах Вилюйской синеклизы и Анабарского щита, Ф.Х. Зуннуновым в Среднесырдарьинской депрессии. Таким образом, как это ни парадоксально, возникновение ошибочного представления о преимущественно базальтовом составе коры океанов в значительной мере было обусловлено низкой степенью наших знаний о сейсмической модели земной коры континентов.

Кроме ошибок геологической интерпретации, немаловажное значение имели инструментальные погрешности и несовершенство методики ГСЗ в океанах (недостаточная длина логографов и малая плотность наблюдений в работах 1949—1965 гг., отсутствие эффективного контроля построений и др.). Инструментальные ошибки ГСЗ подробно рассмотрены в [3] и других статьях автора. К близким выводам относительно низкой достоверности интерпретации ранних ГСЗ пришел Дж. Вуллард, который, в частности, отметил, что пропуск последующих вступлений при интерпретации зачастую приводил к заниженным значениям мощности твердой коры океанов по сравнению с ее действительной мощностью. Все сказанное выдвигает задачу коренного пересмотра существующих обобщенных сейсмических моделей твердой коры океанов, которые находятся в противоречии с результатами детальных сейсмо-разведочных работ МОВ, выполненных в большом объеме на окраинах континентов.

В 1972—1974 гг. на основе анализа данных ГСЗ и метода обменных преломленных волн от землетрясений по Курило-Камчатскому региону автор выдвинул идею о том, что твердая кора Мирового океана не менее чем в 2—4 раза толще принимаемой ныне [3; и др.]. Это представление может быть детализировано с учетом новых данных о зонах пониженной скорости сейсмических волн (ЗПС) и о существовании в океанах обширных участков толстой земной коры.

Самая неглубокая зона пониженной скорости (ЗПС-1) по наблюдениям ГСЗ—КМПВ с донными сейсмоприемниками установлена на глубинах от 2 до 4 км ниже дна океана в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (21°N). По данным разных исследователей (см., например, [9]), перепад скорости в ЗПС-1 составляет $v_p = 7,0-4,8-6,7$ или $7,0-4,8-6,2$ км/с. Вторая зона (ЗПС-2) отмечена, по данным ГСЗ—КМПВ и ГСЗ—МОВ, в основании третьего (океанического) слоя на глубинах 4—6 км ниже дна океана. Известно несколько участков существования ЗПС-2: Восточно-Тихоокеанское поднятие (11°S), Перуано-Чилийский желоб (18°S), хребет Горда и др. В [10] отмечается, что ЗПС-2 с перепадом $v_p = 6,8-6,5-8,0$ (?) км/с прослежена по данным 40 профилей ГСЗ на удалениях от 165 до

Обобщенная сейсмическая модель твердой земной коры океанов

Слой	v_p , км/с		Мощность, км		Примечание
	Пределы	Средняя	Пределы	Средняя	
Осадочный (неконсолидированный)	1,5–2,0	1,7	0–1,0	0,5	Современные и кайнозойские слабо литифицированные осадки
Вулканогенно-осадочный	2,0–7,0	4,0 (от 2,3–3,2 в преимущественно терригенном до 4,8–5,2 в существенно карбонатно-вулканогенном разрезе)	0–8,0 (до 12–15 в глубоких прогибах)	4	Повышенные $v_p = 6,3–7,0$ км/с преимущественно в тонких (<0,5 км) прослоях карбонатных пород и в интрузивных залежах базальтов. В состав слоя входят и хемогенные осадки мощностью 0–5 км
Гранитно-метаморфический	3,5–7,8	6,2	12–18,0	15,0	В тонких прослоях (<1 км) возможны $v_p = 7,2–7,6$ км/с
“Базальтовый”	6,7–7,5	7,0	18,0–22,0	20,0	
Верхняя мантия	7,9–9,0?	8,3	–	–	

600 км от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Еще одна мощная зона (ЗПС-3) выделена на глубинах от 5 до 15 км ниже дна океана, т.е. ниже подошвы океанического слоя модели Г. Шора и др. Согласно В. Снайдеману и др. [10], в пределах Северной Кокосовой плиты (~14°N, ~102°W) перепад скорости v_p в ЗПС-3 составляет 7,8–6,5–8,3 (?) км/с. Сходные данные о ЗПС-3 получены для западной части Тихого океана (~43°N, ~153°E).

По нашим представлениям, значения $v_p = 3,2–5,0$ км/с в ЗПС-1 в разных регионах характеризуют нормальный (средний) скоростной разрез вулканогенно-осадочного слоя океанов, в то время как тонкие слои с $v_p = 6,5–7,0$ км/с, по существу, являются аномалиями на среднем скоростном фоне. Более глубокие зоны (ЗПС-2 и ЗПС-3), выявленные в блоках, где в основании осадочного слоя залегают породы с $v_p = 5,2–6,2$ км/с, представляют собой, вероятнее всего, участки нормального скоростного разреза, характерного для гранитно-метаморфического слоя. В таком случае аномалиями являются не ЗПС, а тонкие прослои с $v_p = 7,0–7,6$ км/с. Если учесть данные о ЗПС, то нетрудно показать, что в стандартных моделях коры океанического типа величина пластовой скорости в консолидированной коре ранее завышалась на 20–35%.

Основополагающие оценки толщины твердой коры для новой модели (таблица) получены на основе данных ГСЗ о высокоскоростных границах ($v_p = 8,0–8,7$ км/с), выделенных на глубинах 35–55, реже 60–70 км при наблюдениях с большими базами взрыв-прибор (200–300 км и более). В пределах Атлантического океана надежные оценки глубины границы М (35–45, до 55 км) получены в Исландско-Фарерском регионе [4] и в более южных районах Срединно-Атлантического хребта [11]. В Тихом океане участки толстой коры (35–42 км) установлены восточнее Камчатки (Ю.В. Тулина), вблизи атолла Онтонг-Джава [7] и в неко-

торых других регионах. Имеются достаточные основания связывать с границей М высокоскоростные слои ($v_p = 8,4–8,7$ км/с), выделенные в интервале 40–60 км от уровня моря в районе разлома Клариян, восточнее Японского и Бонинского желобов (эксперимент Лонгшот), в Мексиканском заливе и в некоторых других регионах.

При составлении модели учтены данные А.А. Пронина [5], который на основе анализа 605 разрезов ГСЗ в Мировом океане показал, что на 70% всех зондирований зафиксированы слои с $v_p = 5,5–6,5$ км/с, характерные для гранитно-метаморфического слоя коры континентов. Подобно тому, как это установлено для коры континентов, толщина твердой коры океанов находится в прямой зависимости от мощности осадочного покрова: максимальная толщина (~55 км) прогнозируется под самыми глубокими впадинами, где мощность одних только осадочных отложений достигает 10–15 км. Вулканогенно-осадочный слой новой модели включает разнообразные по составу мезозойско-кайнозойские, а также, вероятно, палеозойские и рифейские (?) образования, во многом аналогичные тем породам, которые на континентах входят в состав чехла молодых и древних платформ и “промежуточного комплекса”, развитого в наложенных впадинах областей завершенной складчатости. Рассматриваемый слой полностью включает переходный и значительную (едва ли не подавляющую) часть океанического слоя модели Г.Г. Шора и др.

Предлагаемая (во многом гипотетическая) сейсмическая модель позволяет с единых позиций увязать данные ГСЗ и сейсморазведки о расслоении земной коры океанов и континентов, а также привести результаты океанических ГСЗ в соответствие с многочисленными геолого-геофизическими материалами, свидетельствующими о принципиальном сходстве состава и структуры верхней литосферы в пределах всей поверхности Земли [1, 2, 5; и др.].

ABSTRACT

The paper proves a necessity to revise the existing seismic models of the oceanic crust, since they disregard the evidence indicative of the presence of areas of thick solid crust (up to 35–55 m) and of low velocity zones at depths of 2 to 15 km below the ocean floor.

A new seismic model is offered which includes four principal layers having the following average thicknesses (h , km) and compressional velocities (v_1 , km/sec): 1 – sedimentary (unconsolidated) layer – $h = 0,5$, $v_1 = 1,7$; 2 volcanogenic–sedimentary layer – $h = 4,0$, $v_1 = 4,0$; 3 – granite–metamorphic layer $h = 15$, $v_1 = 6,2$; 4 – basalt layer – $h = 20$, $v_1 = 7,0$. The velocity is estimated to be 7,9 to 9,0 km/sec at the base of the basalt layer, the average velocity in the mantle's top being about 8,3 km/sec; the thickness of the solid crust is 37 to 55 km that of the consolidated part being 37 to 40 km. Worthy of interest is a great variation of thickness and velocity in the volcanogenic–sedimentary layer ($h = 0$ to 8 km, $v_1 = 2,0$ to 7,0 km/sec), which includes both low–velocity volcanogenic and terrigenous formations with $v_p = 2,4–4,0$ km/sec and high–velocity thin layers with $v_p = 6,5–7,0$ km/sec probably of carbonate rocks or intrusive basalt.

The suggested model is an attempt to improve and refine the concepts of G.D. Afanasiev, A.A. Pronin, A.&H. Mayerhoff and other investigators about the invariability of the composition and structure of the upper lithosphere throughout the Earth.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 22–35.
2. *Буллин Н.К.* Глубинное строение океанов (по геолого-геофизическим данным). – Сов. геол., 1979.
3. *Буллин Н.К.* К вопросу о границе Мохоровичича под океанами. – Геология и геофизика, 1979, № 2.
4. *Зверев С.М., Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Михота Г.Г.* Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований (НАСП-72). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3, с. 99–115.
5. *Пронин А.А.* Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Проблемы возраста современных океанов. Л.: Наука, 1973. 318 с.
6. *Ewing M., Worzel J.L., Hersey J.B.* et al. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basins (Pt 1). – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1950, vol. 40, N 3, p. 233–242.
7. *Furumoto A.S., Webb J.P., Odegard M.E., Hussong D.M.* Seismic studies on the Ontong Java Plateau. 1970. – Tectonophys., 1976, vol. 34, N 1/2, p. 71–90.
8. *Gutenberg B., Richter C.F.* Structure of the crust. Continents and oceans. – Physics of the Earth, 1939, vol. 7, p. 301–327.
9. *Orcutt J.A., Kennett L.N., Dorman L., Roy M.* Structure of the East Pacific rise from an ocean bottom seismometer survey. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, vol. 45, N 5, p. 305–320.
10. *Snydman W.E., Lewis B.T.R., McClain J.* Upper mantle velocities on the Northern Cocos plate. – Earth Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, N 1, p. 46–50.
11. *Whitmarsh R.B.* Axial intrusion zone beneath the median valley of the Mid-Atlantic Ridge at 37° N detected by explosion seismology. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, vol. 24, N 1, p. 189–215.

И.В. ЛИТВИНЕНКО, С.А. АНКУДИНОВ,
М.Д. ЛИЗИНСКИЙ, Л.Н. ПЛАТОНЕНКОВА

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ И ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Впервые методы взрывной сейсмологии для детального изучения кристаллических щитов применены советскими исследователями 20 лет назад в восточной части Балтийского щита [5]. За прошедшие годы сейсмические исследования в Карелии и на Кольском полуострове проведены на всех уровнях детальности — от глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) до крупномасштабного изучения методом отраженных волн (МОВ) отдельных рудоконтролирующих структур. Методика работ постоянно совершенствовалась применительно к решению задач в сложных сейсмогеологических условиях, в которых использование МОВ ранее казалось невозможным.

Первые работы методом ГСЗ выполнены в Северной Карелии, на Кольском полуострове и в прилегающей к нему части Баренцева моря на двух профилях общей протяженностью около 700 км. На этих профилях с помощью преломленных и отраженных волн изучен весь разрез земной коры и установлено ее слоисто-блоковое строение [1, 5]. В процессе ГСЗ в единичных случаях были выделены отраженные волны от крутопадающих границ в верхней части коры. Это послужило основанием для разработки методики региональных исследований МОВ с целью изучения геологического строения консолидированной коры до глубины 10–20 км.

Исследования МОВ для решения вопросов региональной геологии Балтийского щита проводятся с 1962 г. по настоящее время [2]. Отработано свыше 1800 км сейсмических профилей, пересекающих ряд важнейших структур щита. Продольное профилирование сопровождается значительным объемом сопряженных непродольных наблюдений — пространственных зондирований с целью уточнения природы регистрируемых волн и положения сейсмических границ. Определены глубины заложения структур и главные черты их пликативной и дизъюнктивной тектоники. В процессе исследований выявлена определяющая роль разрывных нарушений в формировании и размещении изученных структур.

Успешное решение геолого-структурных задач при региональном изучении методом отраженных волн крупных структур щита позволило сделать следующий шаг — опробовать и приступить к решению этим методом задач рудной геологии. В результате Балтийский щит оказался одним из первых регионов СССР, где зародилась рудная сейсморазведка МОВ. Наибольший объем детальных исследований выполнен в Печенгском районе в связи с изучением массивов гипербазитов и тектонических нарушений. Глубина изучения в связи с задачами геологических работ составляет 2–3 км. Результатом исследований являются не только крупномасштабные сейсмологические разрезы, но и структурные карты по отражающим горизонтам, связанным с указанными объектами.

Особенностью детальных исследований является комплексирование МОВ и вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Скважинные сейсмические исследования, начатые на Балтийском щите еще на стадии регионального изучения крупных структур, приобрели большое значение и стали неотъемлемой частью детальных работ. С помощью ВСП решаются не только задачи, характерные обычно для нефтяных районов, но и ряд специфических методических вопросов, возникающих при сейсморазведке сложно построенных рудных районов.

В зависимости от задач и методики исследований сейсмические модели разрезов земной коры могут быть представлены с различной степенью детальности. Применение и усовершенствование МОВ для изучения консолидированной коры докембрийского щита дало принципиально новые данные по этому вопросу: в разрезах коры прослежены сейсмические границы двух типов. Границы первого типа — пологие, субгоризонтальные — выделяются повсеместно в материковой коре в различных геологических регионах с помощью ГСЗ и методов сейсмологии. Границы второго типа — наклонные, часто крутопадающие — доступны изучению главным образом лишь МОВ. Пересечение сейсмических границ двух указанных типов — одна из основных особенностей изученных моделей коры щита.

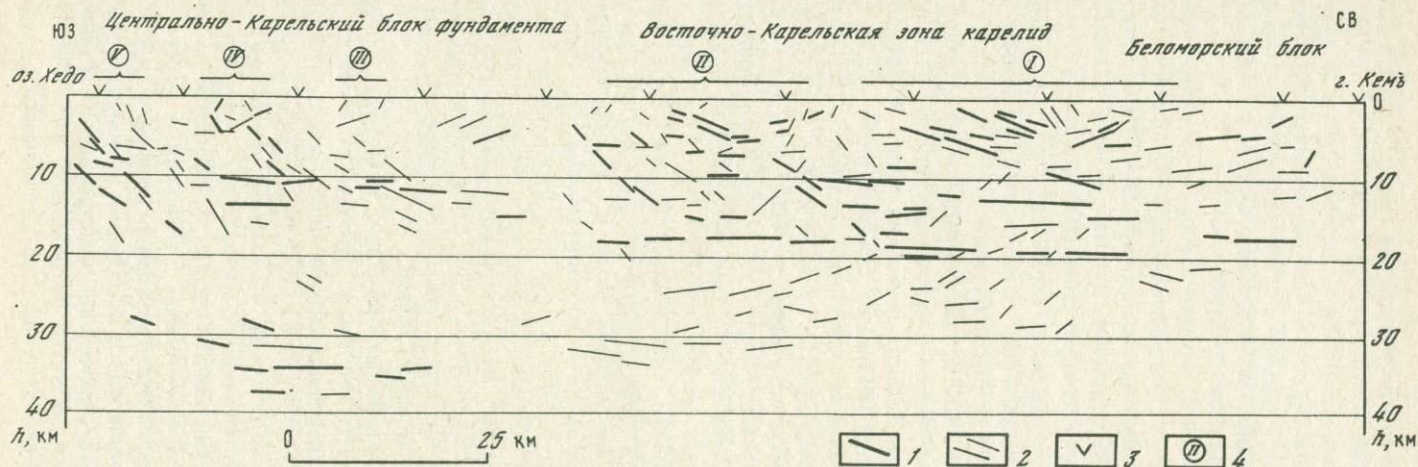
На рисунке представлен сейсмический разрез по одному из региональных сейсмических профилей (МОВ) в Карелии, пересекающему с северо-востока на юго-запад Беломорский блок, Восточно-Карельскую структурную зону в области развития Лехтинской и Компаковской структур карелид и Центрально-Карельский блок фундамента с преимущественно линейно-вытянутыми узкими зонами карелид. Как и на всех других ранее изученных разрезах Балтийского щита [3], здесь выделены сейсмические границы обоих типов. Существенной особенностью представленного разреза является преобладание в нем крутопадающих в северо-восточном направлении отражающих элементов, составляющих сейсмические границы, прослеживаемые на значительную глубину.

Из пологих границ опорными являются границы на глубине 10–12 и 18–20 км. Первая из них прослеживается в виде отдельных участков, осложненных многочисленными секущими ее сейсмическими границами. Вторая четко выделяется лишь в пределах Восточно-Карельской зоны карелид. В Центрально-Карельском блоке фундамента на глубине около 35 км прослеживается также группа пологих отражающих элементов, возможно связанных с переходным слоем в основании коры.

В целом заметно отличие глубинных разрезов двух крупных блоков земной коры, охватывающих Восточно-Карельскую зону карелид и Центрально-Карельский блок фундамента, которые, вероятно, разделены сложной зоной глубинных разломов.

Сложность сейсмических моделей приведенного и других разрезов коры щита отражается в регистрируемых волновых полях. Волны от границ крутопадающих и пологих обладают существенно разными кинематическими характеристиками; есть указания на то, что и динамические их особенности также различны.

Волны от пологих границ обладают хорошо известными кинематическими особенностями и динамически выражены в низкочастотной части



Сейсмический разрез по профилю г. Кемь — оз. Хедо. Составили Л.М. Дворецкая, Л.Н. Платоненкова

1, 2 — отражающие площадки, построенные по опорным и интенсивным группам волн (1) и по менее интенсивным волнам (2); 3 — пункты взрыва; 4 — структуры карелид: I — Лехтинская, II — Компаковская, III — Чирко-Кемская, IV — Уносозерская, V — Тиктозерская

спектра сейсмической записи. Последнее обстоятельство играет, возможно, немаловажную роль в том, что при работах ГСЗ, где используется указанный диапазон частот, эти волны преобладают, в то время как волны от крутопадающих границ почти не регистрируются. Низкочастотный спектр простой формы (один максимум) таких волн устанавливается при изучении разрезов в широком диапазоне частот, в котором эти границы прослеживаются наряду с крутопадающими.

Отражения от наклонных границ имеют иные кинематические и динамические характеристики. Специальное изучение показало, что их спектры имеют большую ширину и несколько экстремумов. Форма спектров для фиксированных волн непостоянна. Эти особенности указывают на тонкослоистую с переменными параметрами структуру соответствующих границ.

В целом анализ спектров волн, отраженных от пологих, близких к горизонтальным, и крутопадающих поверхностей, указывает на различную внутреннюю структуру и, возможно, геологическую природу границ.

Волновое поле усложняется при совместной регистрации волн от границ с разными углами падения — от крутых ($40-60^\circ$) до пологих, близких к горизонтальным. В таких волновых полях "штриховой" рисунок годографов объясняется не только осложнениями формы отражающих границ или изменчивостью их акустических свойств, но и интерференцией.

При обсуждении сейсмических моделей и разрезов консолидированной коры следует учитывать, что любые системы наблюдений обладают избирательностью в освещении разрезов. По этой причине сейсмическим методом могут быть прослежены на глубине границы лишь определенной ориентировки. Диапазон доступных изучению углов наклона границ зависит от базы наблюдений, времени регистрации волн и положения отражающего элемента в разрезе. Избирательность систем приводит к тому, что при наблюдениях на больших базах (ГСЗ) прослеживаются преимущественно пологие, близкие к горизонтальным, сейсмические границы, и только благодаря сгущению систем (региональные и тем более детальные работы МОВ) в разрезах выделяются также наклонные, зачастую крутопадающие контакты. Избирательность должна рассматриваться не только для плоскости разреза, но и для объемной модели [2]. В связи с этим возрастает роль пространственных наблюдений, которые должны обеспечить выделение "боковых" волн.

Особенностью сейсмических моделей разрезов, полученных в результате региональных и детальных работ МОВ, является выполаживание некоторых крутопадающих отражающих границ с глубиной. Иногда такое выполаживание может быть ошибочно намечено из-за некритического использования годографов отраженных волн, регистрируемых в направлении падения отражающих элементов. Как известно [4], в таких условиях результаты построения границ не являются помехоустойчивыми: они чрезвычайно чувствительны к малейшим ошибкам в определении кинематических характеристик волн и скорости в среде.

Другой причиной ошибочного построения выполаживающихся с глубиной границ может быть применение малодетальных и неполных систем наблюдений для случая сложных "штриховых" волновых полей, в которых прослеживаются непротяженные оси синфазности с разрывами в кор-

реляции. В этом случае в одну группу могут быть неправильно объединены волны, фактически связанные с различными границами — крутыми в верхней части разреза и пологими на глубине. Однако имеется немало примеров, когда выполаживание границ повторно подтверждается по корреляционно увязанным системам встречных и нагоняющих годографов динамически выраженных отраженных волн. Тогда такие границы следует считать объективно существующей особенностью изучаемых разрезов.

Природа сейсмических границ, прослеженных на различных уровнях разрезов земной коры Балтийского щита, является основным вопросом при истолковании результатов исследований.

Крутопадающие сейсмические границы прослеживаются повсеместно в верхних частях разрезов до глубины 10—20 км. Природа границ уславливается в тех случаях, когда они приближаются к дневной поверхности и могут быть сопоставлены с данными геологического картирования. Благодаря такому сопоставлению выделенные вблизи поверхности структурно-тектонические зоны распространяются на глубину, захватывая почти половину мощности земной коры. Крутопадающие отражающие границы соответствуют контактам пород разного состава или зонам разрывных нарушений.

Сложное строение зон тектонических нарушений и многих контактов различных комплексов пород может быть причиной того, что они прослеживаются не едиными отражающими поверхностями, а системами примерно согласных отражающих элементов. В результате изучения этих границ получены новые данные о глубинном строении коры щита.

Таким образом, с помощью МОВ представляется возможность изучать первичные структуры консолидированной коры. Для архейской складчатой области характерны сложные, иногда куполовидные структуры. В раннепротерозойской геосинклинальной области намечаются господствующие единые направления падения сейсмических границ, согласующиеся с геологическими данными. Более четко выделяются среднепротерозойские структуры, большинство из которых имеет вид приразломных троговых моноклиналей, а иногда — наложенных мульд.

Пологие субгоризонтальные границы прослежены на различных глубинах в разрезах земной коры Балтийского щита. Они отражают расслоение земной коры по упругим свойствам в вертикальном направлении. Большинство из прослеженных границ выделяется по отраженным волнам. Скачки в скорости на этих границах, вероятно, невелики. В ряде случаев в разрезах отмечаются локальные волноводы, связанные с изменением состава пород.

Как и в других регионах, повсеместно на Балтийском щите четкой границей в земной коре является граница Мохоровичича. Она может рассматриваться либо как переходный слой с повышенным градиентом скорости, либо как пачка слоев с различными упругими параметрами, либо как граница двух слоев с различными скоростями и их вертикальными градиентами. Все больше появляется данных о том, что нижние части коры над поверхностью М на Балтийском щите и на Русской платформе могут рассматриваться как высокоскоростной сейсмический слой со скоростью упругих волн более 7 км/с.

Следует остановиться на границе Конрада — поверхности так называемого гранулитобазитового слоя. Уже при первых работах на щите [1] было выявлено, что верхняя его часть, выделяемая как сейсмический слой со скоростью более 6,5 км/с, характеризуется изменением скорости в горизонтальном направлении и может быть сложена не только изверженными основными, но и различными метаморфизованными породами. Новые данные подтверждают сделанные ранее выводы о трудности повсеместной корреляции поверхности Конрада в разрезе коры щита. При более детальных исследованиях оказывается, что эта поверхность, вероятно, объединяет в разных блоках различные комплексы пород, поскольку она, как и другие субгоризонтальные внутрикоровые границы, может быть связана с фронтами различных фаций регионального метаморфизма и поэтому является наложенной на первичные складчатые структуры коры. Если справедливо объяснение пологих сейсмических границ, повсеместно наблюдаемых при ГСЗ в различных районах мира, как фронтов различных фаций метаморфизма [6], то оно дает возможность устранить давно известное противоречие между сложными структурами консолидированной коры, наблюдаемыми у дневной поверхности по геологическим данным, и секущими их пологими сейсмическими границами коры.

Обсуждая природу сейсмических границ консолидированной коры, необходимо рассмотреть также системы границ, имеющие крутые углы наклона вблизи дневной поверхности и выполаживающиеся на глубине. Как уже отмечалось, эти границы на разрезах нередко пересекают первичные структуры коры и вблизи дневной поверхности связаны с зонами расщепления и кливажа горных пород. Положение их в разрезах, а также конфигурация дают основания предполагать, что они могут быть также вторичными, наложенными, но имеют иную природу — связаны с тектоническими сколами консолидированной коры типа малоамплитудных надвигов. Не исключено, что часть пологих, почти горизонтальных отражающих границ на глубине может быть приурочена к подобным протяженным тектоническим зонам, образовавшимся за счет разрядки горизонтальных напряжений в земной коре.

Таким образом, впервые выделенные на Балтийском щите сейсмические границы различных типов отображают не только первичные структуры консолидированной коры, но и, возможно, различные разновозрастные вторичные их изменения.

Наличие в коре Балтийского щита различных типов сейсмических границ — пологих и крутонаклоненных — является одной из наиболее характерных особенностей сейсмической модели щита и должно быть свойственно другим щитам, где наклонные границы еще не изучались.

АБСТРАКТ

The paper presents the results of the analysis of the abundant seismic evidence accumulated for 20 years of seismic work carried out within the eastern part of the Baltic Shield to investigate the consolidated crust to a depth of 15 km using various techniques from explosion seismology

to detailed reflection survey. The results show a dependance of the resulting seismic moduls of the crustal section on the technigues applied. It has been found that predominantly flat and genly dipping boundaries are recorded by explosion seismology and steeply dipping ones by reflection surveys. Flat and steeply-dipping boundaries differ in the properties of the related waves and in the inferred internal structure. Steeply-dipping boundaries are related to contacts of compositionally different rock complex and faults. The nature of gently-dipping boundaries is less ascertained; they are believed to be superimposed and related to metamorphic and tectonic activity.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Литвиненко И.В.* Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968, с. 90—96.
2. *Литвиненко И.В.* Методика изучения сейсморазведкой сложных структур верхней части консолидированной коры материков. — Зап. ЛГИ, 1971, т. 61, вып. 2, с. 21—36.
3. *Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Кокорина А.К.* Опорные сейсмические разрезы земной коры Карело-Кольского геоблока. — В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978, с. 74—99.
4. *Литвиненко И.В., Ливанцова А.Л., Лизинский М.Д., Меламуд М.Е.* О точности построения отражающих границ в разрезах Печенгского района. — Зап. ЛГИ, 1974, т. 66, вып. 2, с. 18—25.
5. *Литвиненко И.В., Некрасова К.А.* Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 187—206.
6. *Ризниченко Ю.В., Косминская И.П.* О природе слоистости земной коры и верхней мантии. — ДАН СССР, 1963, т. 155, № 2.

УДК 550.3

Н.Н. ПУЗЫРЕВ, С.В. КРЫЛОВ, В.Д. СУВОРОВ,
В.С. СУРКОВ, Г.М. ТАРУЦ, Л.Г. ЦЫБУЛИН,
В.А. КОНДРАШОВ, Б.С. МИШИНОВ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ТОЛЩ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В строении верхней части земной коры Западно-Сибирской плиты принимают участие три различных по возрасту и составу структурных этажа. Нижний — геосинклинально-складчатый — представлен разновозрастными складчатыми системами палеозоя и рифея. Он сложен глубокометаморфизованными осадочными породами, прорванными интрузивными образованиями различного состава. Средний структурный этаж образован осадочными, эффузивно-осадочными образованиями. В пределах байкальских и салаирских складчатых сооружений возрастной диапазон этих отложе-

ний очень широк, охватывает весь палеозой и начало мезозоя. В зонах герцинской складчатости возраст их позднепалеозойский-раннемезозойский. Породы представлены терригенными и карбонатными образованиями и выполняют, как правило, впадины и прогибы геосинклинально-складчатого основания. Комплексы пород нижнего и среднего структурных этажей образуют доюрский фундамент Западно-Сибирской плиты. На нем с большим перерывом и угловым несогласием залегают отложения платформенного мезозойско-кайнозойского чехла.

Ресурсы нефти и газа, выявленные в пределах Западно-Сибирской плиты, содержатся в терригенных комплексах платформенных осадков (неоком). Изучение структуры неокомских отложений и поиск в них ловушек нефти и газа на первых стадиях нефтепоисковых работ осуществлялись в основном сейсморазведкой МОВ. Другие геофизические методы (гравиметрическая съемка, электроразведка) имели подчиненное значение.

Благоприятные сейсмогеологические условия разреза верхнеюрских и меловых отложений, сравнительно небольшая глубина их залегания (до 2500 м), относительно несложно построенные нефтегазоносные структуры обусловили исключительно высокую эффективность сейсмического метода. В силу этого в последние 10—15 лет сейсморазведка стала практически единственным методом, применяющимся на всех стадиях изучения платформенного чехла при нефтепоисковых работах.

В настоящее время на территории Западно-Сибирской плиты верхнеюрские и меловые отложения достаточно хорошо изучены с целью поиска в них залежей нефти и газа. Резерв антиклинальных структур в этом стратегическом диапазоне в значительной степени исчерпан. Это в первую очередь относится к центральным и южным районам плиты. Нефтепоисковые работы вступили в новую стадию. Объектами исследований на этой стадии становятся залежи нефти и газа неантиклинального типа в неокоме. Практика нефтепоисковых работ последних лет показала, что из общего количества открываемых здесь залежей около 50% составляют залежи структурно-литологического типа. В последующем этот процент должен увеличиться.

Вторым объектом исследований являются нижележащие комплексы отложений платформенного чехла и осадочные породы доюрского фундамента. Седиментогенез этих осадков дает основание прогнозировать в них значительно больший процент залежей неантиклинального типа.

Породы указанных комплексов находятся на больших глубинах (3000—7000 км). Они формировались в условиях активного тектонического режима, и в отличие от верхнеюрско-неокомских отложений характеризуются более сложными литолого-фациальными и структурно-тектоническими особенностями. Эффективность сейсмического метода при изучении этих комплексов резко снизилась. Имеются районы, где он пока не обеспечивает решения большинства структурных задач. Нефтепоисковые работы в рассматриваемых новых комплексах пород по сложности несопоставимы с аналогичными работами предшествующей стадии. Это относится прежде всего к тем задачам, решение которых должно обеспечиваться геофизическими методами.

Подобная обстановка выдвинула перед геофизиками Западной Сибири целый ряд новых задач ведения геофизических исследований при нефтепоисковых работах на современной стадии.

Прежде всего возникла необходимость применения широкого комплекса геофизических методов. Этот комплекс включает: высокоточные методы изучения потенциальных полей; современные методы сейсмических исследований с использованием сложных интерференционных систем и различного типа волн; анализ динамических и кинематических характеристик сейсмических волн и др. При обработке геофизических материалов применяются в основном ЭВМ. Определились принципиально новые физические предпосылки решения широкого круга геологических задач указанным комплексом геофизических исследований.

Постановка геофизических работ в регионе потребовала более четко разграничения их на этапы. Предъявляются также более строгие требования к соблюдению этапности.

Выделены три главных этапа геофизических работ: региональный, поисковый, детальный. Для каждого этапа установлен оптимальный комплекс геофизических методов, основные способы и критерии интерпретации материалов, а также определены главные проблемы теоретических исследований.

Региональные исследования

На этом этапе проводятся среднемасштабная (1 : 200 000 или 1 : 500 000) аэромагнитная съемка, 2- или 4-миллигалльная гравиметрическая съемка, региональные сейсмические профили МОВ (МОГТ) и КМПВ, ГСЗ. Региональные гравиметрические съемки выполнены на всей территории Западно-Сибирской плиты, и в настоящее время они дополняются перечисленными выше комплексными сейсмическими профилями.

Сейсмические исследования при изучении глубокопогруженных пород направлены на получение опорных данных для комплексной интерпретации всей совокупности геофизических материалов с целью более обоснованного тектонического районирования территории, выделения районов развития нефтеперспективных осадочных палеозойских образований.

Сейсмическая модель среды, используемая на региональном этапе исследований, базируется на результатах ранее выполненных работ ГСЗ, КМПВ и МОВ. Она включает в себя три опорные границы (рисунок). Верхняя отражающая граница располагается в непосредственной близости от подошвы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Преломляющие поверхности Φ и Γ с граничными скоростями 5–6,4 и 6,1–6,8 км/с характеризуют лежащую ниже часть разреза до глубин 5–10 км. В результате прослеживания этих границ по площади строятся структурные схемы и схемы граничных скоростей, что позволяет судить о трехмерном слоисто-блоковом строении мощной (до 10 км) толщи доюрских образований и их свойства. При рассматриваемых региональных исследованиях используется методика дифференциальных сейсмических зондирований в ее площадном варианте [1], пригодном для реализации в условиях труднодоступной местности. В южных и юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты

ки становится возможным регистрировать сложное поле, представляющее суперпозицию магнитных аномалий различного класса, обусловленных магнитоактивными телами, расположенными как в доюрском фундаменте, так и в платформенном чехле.

Ранее мезозойско-кайнозойские осадки Западно-Сибирской плиты рассматривались как практически немагнитные. Это было в какой-то степени справедливо тогда, когда магнитные съемки велись с точностью ± 10 – 15 гамм. В платформенных осадках этого региона действительно нет таких магнитовозмущающих объектов, которые бы обусловили аномалии, регистрируемые при такого рода съемках. В настоящее время в связи с появлением новых высокочувствительных аэромагнитометров было показано, что в платформенном чехле имеется ряд стратиграфических уровней, где осадки обогащены ферромагнитными минералами. К ним относятся отложения готерив-баррема (намагниченность их изменяется от $1 \cdot 10^{-6}$ до $200 \cdot 10^{-6}$ СГС), юрско-триасовые и др. Мезозойские тектонические процессы, под действием которых формировалась структура платформенного чехла, обуславливали изменения намагниченности указанных комплексов. Эти изменения фиксируются аномальным магнитным эффектом (единицы—первые десятки гамм), регистрирующимся при высокоточных съемках. Геолого-геофизические предпосылки метода рассмотрены в работе [2].

Интерпретация сложных интерференционных магнитных аномалий ведется с помощью автоматизированного построения эффективных комплексных моделей возмущающих тел на ЭВМ. Метод позволяет рассматривать одновременно часть поля ΔT , обусловленную серией возмущающих объектов без предварительного разделения их на элементарные [3].

В основу принятого метода положен итерационный подбор параметров моделей магнитоактивных тел, аппроксимируемых параллелепипедально-призматическими телами. Получаемые при таком способе интерпретации количественные данные в комплексе с другими геофизическими материалами используются при изучении вертикальных и горизонтальных подвижек блоков фундамента, происходивших на этапе платформенного развития региона.

Детальный анализ гравитационных и магнитных полей, в том числе трансформированных, изучение кинематических и динамических характеристик сейсмических волн позволили на ряде площадей Западно-Сибирской плиты изучить важные особенности строения фундамента, установить характер сочленения его с породами чехла, а также выявить благоприятные для поисков нефти и газа объекты в указанных комплексах пород.

На основе комплексной интерпретации геофизических данных на поисковом этапе изучается блоковая структура фундамента. Выделяются основные локальные блоки, подвижки которых в платформенный период развития формируют главные особенности структуры нижней части платформенного чехла.

Основными критериями выделения структуроформирующих блоков фундамента являются морфология и соотношение гравитационных и магнитных аномалий, морфология рельефа поверхности фундамента. По этим признакам в фундаменте выделены блоки, сложенные интрузивными

образованиями кислого или основного состава, а также блоки, представляющие собой зоны антиклинорного или синклинорного типа.

Например, структурообразующие блоки, сложенные гранитными интрузиями или батолитами, характеризуются положительными аномалиями магнитного и отрицательными аномалиями гравитационного полей. В рельефе поверхности фундамента это — крупные поднятия, в пределах которых частично или полностью выклиниваются юрские образования. Антиклинории (инверсионные, унаследованные), как правило, характеризуются отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями. Они выражены также поднятиями в рельефе фундамента, а в платформенном чехле над ними развиты крупные положительные зоны, где отмечается выклинивание юрских отложений.

Анализ комплекса геофизических данных и детальное изучение блоковой структуры фундамента в ряде случаев позволяют выделять крупные зоны литолого-фациального замещения или выклинивания в отложениях нижней части платформенного чехла.

Детальные исследования

На этом этапе применяются в основном сейсмические методы. Имеются значительные трудности в решении задачи детальных исследований внутренней структуры доюрских отложений. Они обусловлены главным образом наличием интенсивных кратных волн-помех и сложной, во многом еще не ясной сейсмической моделью изучаемой среды. Ближайшие перспективы связываются с реализацией и развитием возможностей метода ОГТ на продольных и поперечных волнах, а также с использованием преломленных и близкритических отраженных волн, регистрируемых на значительных удалениях от источника колебаний в последующей части сейсмограмм. В последнем случае разрабатываемая методика основывается на использовании высокодетальных систем непрерывного профилирования с многократными перекрытиями в широком интервале расстояний от источников колебаний. Опыт специальных полевых исследований в южных районах Западно-Сибирской плиты свидетельствует о наличии проникающих под платформенный чехол отраженных и преломленных волн, регистрируемых в последующих вступлениях в близкритической области. По этим волнам на ряде участков выполнено расчленение палеозойской толщи на несколько слоев и построены сейсмические разрезы, характеризующие фрагменты ее внутренней структуры. Это указывает на перспективность дальнейшего развития такой методики и ее комплексирования с работами методами ОГТ.

ABSTRACT

The Paleozoic and other deep-lying strata are new so far unknown oil-and-gas-bearing levels in the West-Siberian Province. A great depth of occurrence (2 500 to 10 000 meters), extreme complexity of structure, variation in lithology and facies, as well as difficult topographic, orographic and climatic conditions make the exploration a hard task.

To overcome these difficulties a special approach was worked out to establish priorities of exploration steps to select most efficient surveys and techniques for each step and specific area, and to propose a special integrated programme of computer processing analysis and geological interpretation of the results obtained.

The main steps of geophysical exploration are regional investigation, prospecting and detailed exploration. Each step is realized according to its own programme including objectives and geological problems to be solved, optimum methods capable of solving them and principal fundamental problems of theoretical work and research.

The paper discusses all the above mentioned aspects and analyzes capabilities of various geophysical methods in the applications concerned. These are high-precision potential methods (airborn magnetics and gravity) and seismic methods using different types of waves (CDP reflection, refraction and deep seismic sounding).

ЛИТЕРАТУРА

1. Пузырев Н.Н. и др. Методика и аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности и их применение в Сибири. М.: Наука, 1978.
2. Сурков В.С., Таруц Г.М. Применение высокоточной аэромагнитной съемки для прогнозирования локальных структур в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты. — Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1973, вып. 198.
3. Таруц Г.М., Полонский А.М. Количественная интерпретация сложных аномалий магнитного поля с помощью автоматизированного построения эффективных комплексных моделей возмущающих тел. — Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1977, вып. 253.

УДК 550.3

В.В. ФЕДЬНСКИЙ, Ю.Я. ВАШИЛОВ

СЛОИСТО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

На основании результатов геофизических исследований земную кору и верхнюю мантию можно представить слоистой средой с примерно горизонтальными границами между отдельными слоями, различающимися плотностью пород и скоростью распространения в них сейсмических колебаний. Наиболее общими в глобальном масштабе горизонтальными границами следует считать поверхность консолидированного фундамента под толщей слабо измененных осадков (Ф), границу Конрада (К) между породами, условно относимыми по физическим свойствам к "гранитному" и "базальтовому" слоям земной коры, и границу Мохоровичича (М), под которой, по-видимому, залегает ультрабазитовый слой литосферы. Повсеместное распространение имеет граница М, исчезающая только в центральной части рифтовых зон, границы же Ф и К прослеживаются далеко не повсеместно. Встречаются в земной коре и верхних слоях мантии, т.е. в литосфере, и другие горизонтальные границы локального распространения. В первом приближении можно отвлечься от представлений

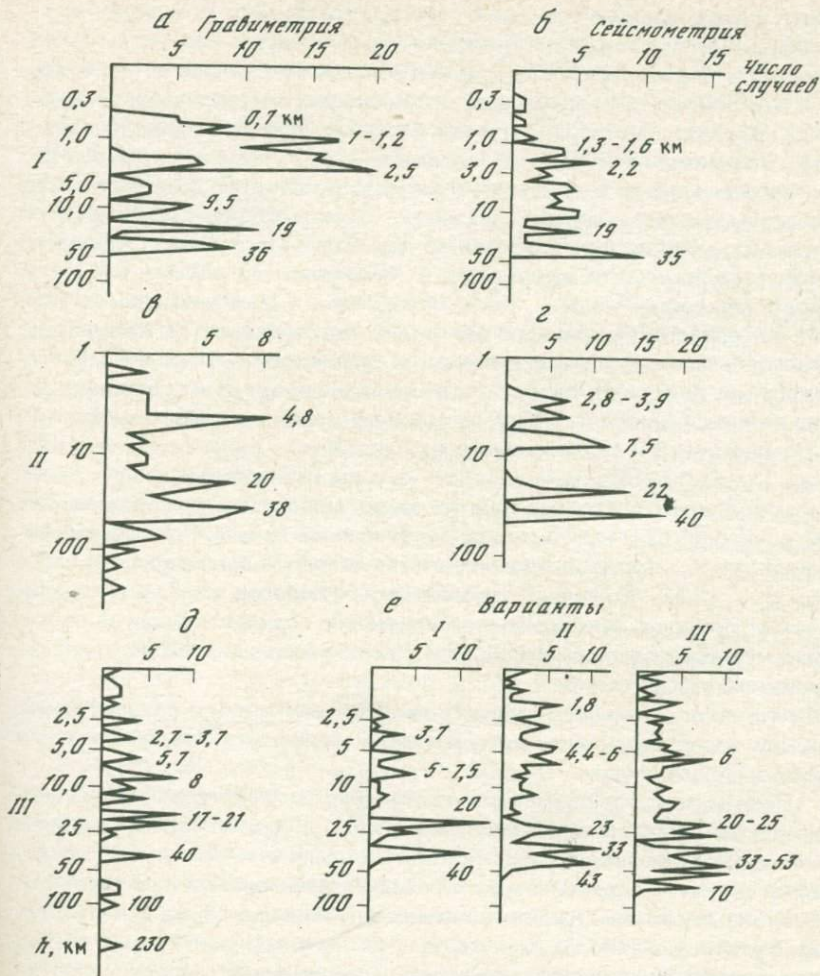
о некоторых из этих границ (например, М) как о градиентных и считать, что физические свойства изменяются на этих границах скачком, оставаясь постоянными внутри слагающих земную кору слоев.

Вместе с тем по геологическим и геофизическим данным вся земная кора рассекается системой глубинных разломов, плоскости которых могут теоретически иметь любой наклон по отношению к горизонтальной плоскости [14]. Однако если горизонтальные разломы по своей физической характеристике неотличимы от других горизонтальных границ земной коры, то вертикальные разломы легко обнаруживаются по гравитационным аномалиям — зонам их больших горизонтальных градиентов. Вертикальные разломы суть границы, по которым происходит взаимное вертикальное и горизонтальное смещения разделяемых ими блоков земной коры. Так как эти смещения совершаются во времени, то от блока к блоку так же резко изменяется мощность отдельных слоев земной коры.

Слоисто-блоковая модель строения литосферы, которая в том или ином виде принимается многими видными советскими геологами [8,9, 15—17], может быть обобщена в очень грубом приближении совокупностью однородных по плотности призм, ограниченных вертикальными и горизонтальными границами, и вертикальных ступеней. На основе этой модели разработаны методы интерпретации гравитационных аномалий при помощи билогарифмических палеток и на ЭВМ [2,4,5], разумеется, пригодные лишь постольку, поскольку реальная среда отвечает принятой схематической модели земной коры. Опробование предложенного подхода к интерпретации аномалий силы тяжести в настоящее время проведено достаточно широко для различных областей СССР, отдельных районов всех континентов и Мирового океана. Количество проинтерпретированных этими методами гравитационных аномалий превышает несколько тысяч и допускает статистическое обобщение полученных результатов.

Полигоны распределения глубин нижних и верхних ограничений блоков, аппроксимированных призмами и вертикальными ступенями, имеют моды, которые тяготеют к определенным уровням в земной коре и верхней мантии, примеры чего приведены на рис. 1. Неслучайный характер облика полигонов распределения оценивался при помощи модифицированного критерия Бьенэмэ. В большинстве случаев очевидно, что глубины, к которым тяготеют нижние и верхние ограничения блоков, являются средними уровнями горизонтальных границ раздела, устанавливаемых в пределах изучаемых блоков земной коры сейсмическими методами и по другим геологическим и геофизическим данным.

На рис. 1, б результаты сейсмических исследований северо-западной акватории Черного моря представлены в виде полигона распределения глубин сейсмических границ раздела, и он сравнивается с полигоном распределения глубин нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей (рис. 1, а), полученным при интерпретации аномалий силы тяжести на этой же акватории. В интервале глубин от 2 до 40 км отмечается хорошее соответствие обеих диаграмм, причем для границ с глубинами от 9 км и более совпадение практически полное. Подобный же характер совпадения сейсмических и гравиметрических данных наблюдается и в других районах (рис. 1, в—е). Этот факт можно рассматривать как дока-



Р и с. 1. Полигоны распределения глубин нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков (а, в, д) и сейсмических границ раздела (б, з, е)

I — северо-западная часть акватории Черного моря; II — Западная Сибирь (ГСЗ по профилю Ханты-Мансийск — Александровское); III — Предкавказье (ГСЗ по профилю Волгоград — Нахичевань)

зательство блоково-слоистого строения земной коры и верхней мантии в качестве одной из главных структурных форм вещества внешней оболочки Земли. Кроме того, совпадение или близость глубин до горизонтальных границ раздела и числа этих границ раздела, рассчитанных независимо по гравиметрическим и сейсмическим данным, весьма убедительно свидетельствует о том, что структурная интерпретация и гравиметрии, и сейсмометрии, основанная на блоково-слоистой модели литосферы, проведена верно.

Структурное единство и связь субгоризонтальных и субвертикальных границ в блоково-слоистой модели верхних частей Земли заставляет предполагать взаимозависимость процессов, формирующих эти границы.

Для характеристики процессов, возникающих на различных горизонтальных уровнях земной оболочки, весьма удачным представляется термин, предложенный В.А. Магницким, — "активизация вещества" [11], причем имеется в виду, что сама активизация инициируется системой вертикальных разломов, а разломы, в свою очередь, формируются в результате активизации вещества на еще больших глубинах. Активизация вещества физически выражается в изменении его объема, вязкости, плотности, теплопроводности, упругих свойств и т.д., в миграции вещества как по горизонтали, так и по вертикали (по разломам). С ней связано все многообразие тектоно-магматических процессов — вертикальные и горизонтальные движения, складчатость, вулканизм и т.д. Активизация вещества является одним из результатов дифференциации вещества земных недр по плотности и теплопереносу из недр Земли в космическое пространство [1, 10, 13, 16]. По-видимому, часть горизонтальных границ раздела в земной коре и верхней мантии ныне лишь фиксирует положение существовавших ранее зон активизированного материала. Примерами современных зон активизированного вещества являются астеносферные слои, волноводы [1,12]. Комплекс теоретических вопросов, связанных с установлением природы закономерного сочетания горизонтальных и вертикальных границ раздела в земной коре и верхней мантии, требует, однако, специального рассмотрения.

Практическое значение явления закономерного соотношения слоев и блоков литосферы для интерпретации геофизических наблюдений заключается в следующем.

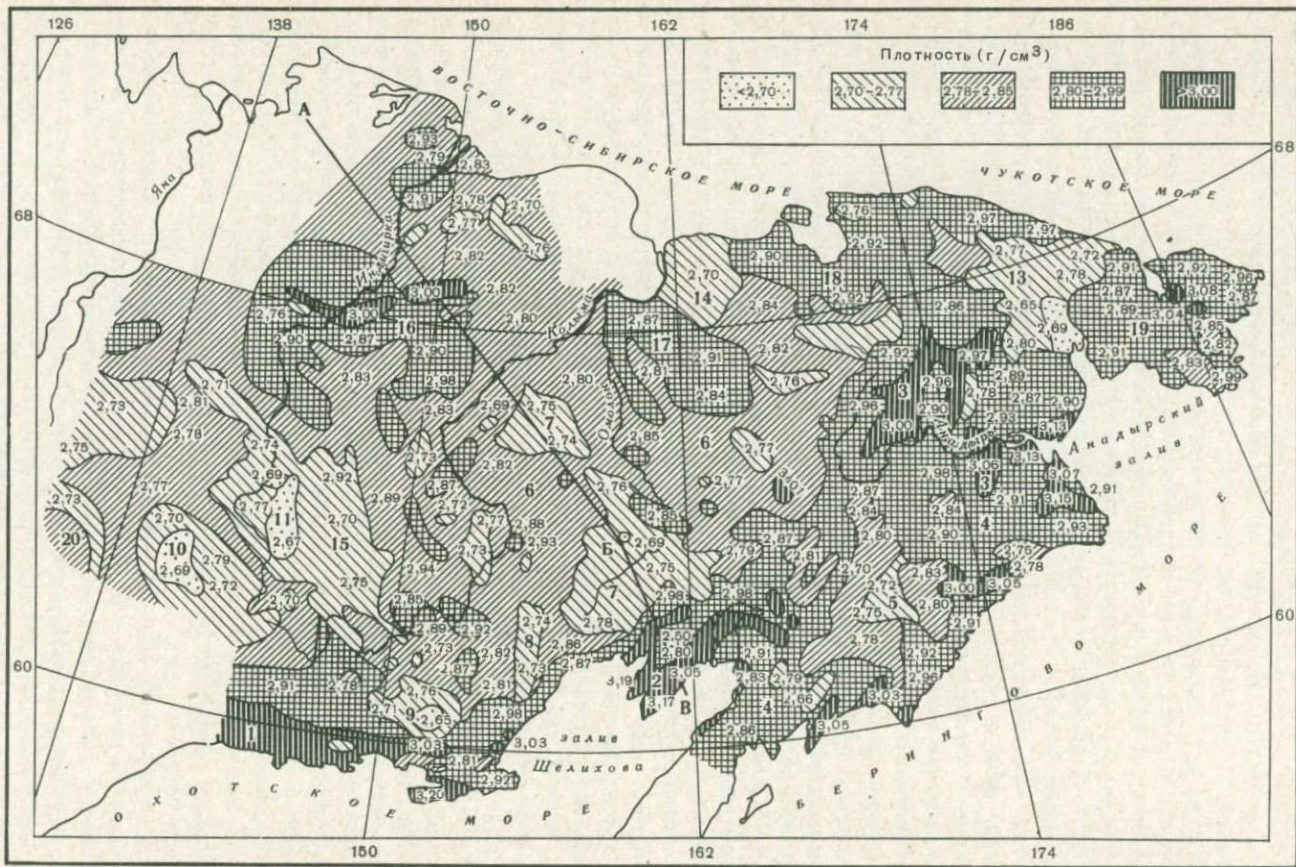
1. Главные черты и особенности магнитных и гравитационных аномалий создаются неоднородностями земной коры и верхней мантии в форме блоков с квазивертикальными боковыми ограничениями, что связано с двойственным — слоистым и блоковым — характером тел. В гравиметрии с блоками связаны наиболее интенсивные и высокоградиентные аномалии Δg . Лишь наиболее контрастные из квазигоризонтальных границ раздела создают аномалии, сравнимые с аномалиями первого типа по интенсивности и горизонтальному градиенту. Такими поверхностями являются, например, поверхности на контакте осадочный чехол — кристаллический фундамент, малоплотные осадки — консолидированное основание (в морях и океанах), раздел Мохоровичича.

В магнитометрии при слоистой форме залегания однородно-намагниченных образований аномалии отмечаются лишь на контакте слоев разной намагниченности. Представления о преимущественно блоковой природе объектов, с которыми связано возникновение аномалий магнитного и гравитационного полей, ориентируют теоретическую гравиметрию и магнитометрию на усовершенствование методов количественной интерпретации аномалий или их систем от тел блоковой формы, причем методов с минимумом исходных предпосылок об аномальном теле; оптимальной представляется интерпретационная схема, в которой постулируется лишь блоковая форма аномального тела, а все параметры рассчитываются по аномалиям.

2. Открываются новые возможности для приближенного изучения структуры земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным как в районах, где имеются сейсмические зондирования и другие геофизические исследования, так и особенно в районах, где таких исследований нет. В отличие от других методов изучения глубинной структуры, в которых в открытом или завуалированном виде используются сейсмические данные и представления о строении земной коры, новый подход к интерпретации данных гравиметрии позволяет получать обширную информацию об устройстве земных недр независимо от существующей сейсмической. При этом, как показывают оценки, точность и информативность метода при высоком качестве исходного гравиметрического материала приближаются в статистическом смысле к аналогичным характеристикам некоторых модификаций сейсмического зондирования. Суть использования явления закономерного сочетания слоев и блоков для интерпретации аномалий заключается в том, что при определении глубин до нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков одновременно определяются глубины соответствующих горизонтальных границы раздела земной коры и верхней мантии, с которыми эти ограничения совпадают; и глубины заложения разломов и блоков. В этом случае полигоны распределения указанных глубин могут быть использованы для естественной классификации разломов и блоков по глубине заложения и проникновения вверх. А поскольку при интерпретации одновременно рассчитывается и скачок плотности на разломе в горизонтальном направлении, то, имея привязку хотя бы в одной точке к абсолютным значениям плотности, можно распространить представления о плотностном разрезе литосферы вдоль глубинных разрезов или по площади. На рис. 2 в качестве примера приводится плотностной срез Северо-Востока СССР на глубине 10 км с элементами петрологической интерпретации (по [18]).

Аналогичный подход реализуется при анализе магнитных аномалий [6,7]. Так, в работе [6] установлено, что часть нижних ограничений намагнитченных масс на территории Западной Сибири до глубины около 30 км приурочена к горизонтальным границам раздела. Однако наибольшее число случаев соответствует моде $M_0 = 30$ км. Поскольку значений глубин более 30–35 км нет, то высказывается предположение о том, что на глубине около 30 км располагается изотемпературная поверхность точки Кюри. Возможности магнитных методов в изучении глубинной структуры и вещества земной коры и верхней мантии более ограничены из-за значительной неоднородности магнитных свойств пород земной коры и наличия на некоторой глубине изотемпературной поверхности точки Кюри.

3. Реализация нового подхода к интерпретации гравиметрических аномалий позволила получить некоторые новые сведения о глубинном строении земной коры и верхней мантии, подтвердить или отказаться от высказывавшихся ранее тектонических и геофизических гипотез и т.д. Так, в верхней мантии по гравиметрическим данным выделены границы на глубинах 55–60, 70–85, 100–120, 180–220 км, к которым тяготеют также корневые системы разломов, причем для окраинных морей и океанов характерно отсутствие границ на глубинах 70–85 км, а



на материках — на глубинах 13—16 км. Обнаружено явление "подставки" горизонтальных границ раздела разной природы на глубинных разломах, например, на северо-западном крыле глубинного разлома Охотско-Чукотского вулканогенного пояса располагается кровля "базальтового" слоя, а на юго-восточном на той же глубине — поверхность М. Подтверждается широкое развитие коровых и коровомантийных блоков с примерно вертикальными боковыми ограничениями (разломами), при этом блоки рассматриваются как ячейки сети разломов. Привлечение к анализу геологических данных позволяет говорить о большой петрологической изменчивости состава отдельных слоев земной коры, например, породы "базальтового" слоя могут быть представлены близкими по плотности образованиями типа габброидов, докембрийских основных кристаллических сланцев, пород в фации глаукофансланцевого и эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма и т.д. Плотное зондирование земной коры на основе указанного подхода демонстрирует существование слоя с плотностью 3,00—3,20 г/см³, характерной для смеси основных и ультраосновных пород; особенно широко он развит на некоторых материковых окраинах, например на востоке СССР, что можно объяснить продолжающейся дифференциацией вещества этого слоя.

ABSTRACT

The paper discusses a layer-block model of the Earth's crust and upper mantle according to which the latter are divided into layers by horizontal discontinuities and into blocks by subvertical crustal faults. The model is approximated by a set of homogeneous prisms limited by vertical and horizontal boundaries. A new method of gravity interpretation developed on the basis of this model is described. The method has been tested widely in various areas of the USSR, other continents and world ocean. The number

Р и с. 2. Схема плотностных неоднородностей Северо-Востока СССР на уровне среза 10 км. Составил Ю.Я. Вашилов

Элементы петролого-литологической интерпретации: 1 — габбро-амфиболитовые комплексы, возможно гипербазиты; 2, 3 — тектоно-магматическая смесь зеленосланцевых, глаукофансланцевых, эклогит-глаукофансланцевых, амфиболитовых, гипербазитовых и габброидных образований; 4 — аналогично 2 и 3, но с преобладанием зеленосланцевых, базальтовых и серпентинитовых комплексов; 5 — породы относительно пониженной плотности неопределенного вещественного состава (или породы ядер гранитизации, или осадочные отложения мощностью свыше 10 км, или серпентинизированные породы); 6 — гетерогенные породы типа мезозойских и палеозойских метаморфизованных терригенных отложений и магматических образований основного и среднего составов, палеозойские известняки, докембрийские гнейсы, кварциты, мраморизованные известняки и т.д.; 7 — архейские породы гранито-гнейсового состава с наложенным ранне-среднепалеозойским анатексисом и палингенезом; 8—14 — гранитоиды мезозоя (палеоочаги гранитной магмы); 15 — метаморфизованные терригенные образования палеозоя, докембрийские гранито-гнейсы, мезозойские гранодиориты; 16 — габброиды и глаукофансланцевые породы; 17—19 — преимущественно габброидные породы и карбонатные толщи палеозоя; 20 — докембрийские основные кристаллические сланцы тимптоно-джелтулинского комплекса

of gravity anomalies thus interpreted exceeds 2 000, which allows a statistical analysis of the results. The comparison with the seismic data available proves the results to be valid.

The regularity of a layer—block structure of the crust thus established can serve as the basis for the improvement of quantitative interpretation of gravity anomalies produced by block—shaped bodies.

This regularity opens up new possibilities of studying the structure of the Earth's crust and upper mantle from gravity data where other geophysical, particularly seismic, information is not available. In this case the results can be presented as structure—contour maps, crustal sections and maps of faults and blocks with depth indications numerical maps of density inhomogeneities at different levels, etc.

A similar approach is possible and partially being realized in the analysis of geomagnetic fields, though the possibilities of magnetic methods in the study of the structure and composition of the crust and upper mantle are more limited due to a great variation of magnetic properties of rock and the presence of a surface of equal Curie temperatures at a certain depth.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е.В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, №4.
2. *Ващилов Ю.Я.* Метод интерпретации аномалий силы тяжести, создаваемых телом в форме вертикального уступа. — Вестн. МГУ. Геология, 1967, № 1.
3. *Ващилов Ю.Я.* Блоково-слоистая структура земной коры и верхней мантии и представления об астеносфере. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973.
4. *Ващилов Ю.Я.* Глубинные гравиметрические исследования. М.: Наука, 1973.
5. *Ващилов Ю.Я., Нападенский Г.Б., Попов М.Г.* Интегральный метод интерпретации аномалий Δg над вертикальным уступом. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, №9.
6. *Ващилов Ю.Я., Сим А.А.* Об определении положения нижней кромки намагниченных пород в Западной Сибири. — Геол. и геофиз., 1969, № 3, с. 83—90.
7. *Волк В.Э.* Физико-геологические предпосылки использования результатов интерпретации магнитометрических данных для изучения земной коры. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: 1974, вып. 9, с. 39—47.
8. *Косминская И.П.* Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1967, вып. 5.
9. *Косыгин Ю.А.* Геотектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
10. *Любимова Е.А.* Термика Земли. М.: Наука, 1968.
11. *Магницкий В.А.* Основы физики Земли. М.: Геодиздат, 1953.
12. *Магницкий В.А.* О волноводах в земной коре и подкоровом слое. — Бюл. МОИП. Геол., 1958, вып. 4.
13. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
14. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5.
15. *Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра. — Природа, 1977, № 6.
16. *Федынский В.В.* Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 2, 1960.
17. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
18. *Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Мигович И.М.* Плотностной срез земной коры Северо-Востока СССР на глубине 10 км и его вещественная интерпретация. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 4.

И.И. РОКИТЯНСКИЙ

АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Изменение проводимости горных пород Земли с глубиной в обобщенном виде имеет следующий характер: относительно очень тонкий (0–10 км) хорошо проводящий резко неоднородный верхний слой — океаны, моря, осадочные бассейны; плохо проводящая оболочка — литосфера (без осадочного слоя); относительно хорошо проводящая астеносфера; ниже находится сравнительно плохо проводящий слой, который изучен очень слабо, и, наконец, ниже примерно 400 км проводимость возрастает с глубиной — проводящее основание мантии Земли.

Литосфера Земли в основной своей массе состоит из пород, характеризующихся низкой электрической проводимостью (10^{-5} – 10^{-3} Ом $^{-1}$ м $^{-1}$). В этой толще преимущественно плохо проводящей литосферы встречаются хорошо проводящие включения разной природы и различного масштаба. Часто это полезные ископаемые (самородные металлы, руды, угли, графитизированные сланцы, минеральные и термальные воды и т.д.), причем информацию о них мы имеем только для тонкого приповерхностного слоя мощностью порядка 1 км. Настоящая работа посвящена проводящим объектам, залегающим в толще литосферы на глубине от единиц до десятков километров и имеющим длину в сотни километров. Природа этих проводников не исследована, однако они, несомненно, имеют большое значение для физики Земли и развития тектонических представлений, а некоторые из них в будущем, возможно, могут использоваться как источник полезных ископаемых и геотермической энергии.

Выбор для рассмотрения именно таких наиболее крупных проводников в литосфере обусловлен возможностями существующей техники их исследования. Развитие наблюдений геомагнитных вариаций в период Международного геофизического года 1957–1958 гг. и после него привело к обнаружению нескольких аномалий в поведении геомагнитных вариаций и к созданию нового метода обнаружения и исследования аномалий электропроводности — методу магнитовариационного профилирования (МВП) [2, 18, 19]. Частотный диапазон стандартной магнитовариационной аппаратуры 10^{-2} – 10^{-5} Гц, что позволяет выявить только наиболее крупные аномалии электропроводности. Часть этих аномалий обусловлена неоднородностями верхнего слоя, часть — крупными зонами повышенной электропроводности в толще литосферы. К настоящему времени обнаружено более 20 литосферных аномалий. Рассмотрим их по группам, положив в основу классификации их пространственную приуроченность к одной из трех тектонических единиц: 1) рифты, 2) геосинклинали, 3) платформы. Опыт классификации аномалий по принципу их принадлежности к тем или иным тектоническим провинциям представлен в работах [8, 10, 13]. Отнесение аномалии к соответствующей группе не всегда очевидно и однозначно, ибо само наличие аномалии электропроводности является фактом, который может быть использован для ревизии тектонических

представлений. Во всех рифтах, где проводились электромагнитные наблюдения, обнаружены аномалии электропроводности (табл. 1). Проводимость и глубина трех первых рифтовых аномалий электропроводности приблизительно одинаковы, для аномалии Рейнского грабена глубина несколько больше, а проводимость меньше, что может указывать на меньшую активность процесса рифтогенеза, возможно, на его затухание.

Существенное отличие глубины аномалии в Исландии получено после проведения наблюдений МТЗ в короткопериодном диапазоне (3–5 с) и зондирований на постоянном токе [12]. Первоначальная оценка глубины по измерениям в стандартном диапазоне МТЗ ($T > 15$ с) дала значение $h \geq 10$ км. Близость проводника к поверхности (1 км) И.Ф. Херманс [12] объясняет подъемом гидротермальных вод, что подтверждается обилием термальных источников в Исландии. Для определения параметров глубинной аномалии электропроводности в Исландии данных пока недостаточно (МТЗ в одной точке).

Итак, основной проводник в рифтовых долинах находится на глубине 15 ± 5 км (верхняя кромка). Учитывая аномально высокий тепловой поток в этих районах, его появление можно объяснить наличием расплавленных (возможно, частично расплавленных) пород. Нижняя кромка проводника определяется с большим трудом и по имеющимся наблюдениям надежно не установлена. Привлекая гипотезу о подъеме расплавленного вещества мантии в рифтовых зонах, можно предположить, что проводящее тело уходит под рифтами вниз и, возможно, соединяется с астеносферой.

Следует отметить, что глубинное вещество должно содержать некоторое количество ($\sim 0,5$ –1%) воды, которая существенно понижает точку начала частичного плавления пород. Следовательно, для оценки температуры аномалий проводимости нельзя привлекать данные лабораторных экспериментов над сухими образцами, это может сильно завязать результат. Пользуясь результатами опытов Е.Б. Лебедева и Н.И. Хитарова об электропроводности базальта в присутствии воды [1], минимальную температуру, необходимую для начала частичного плавления и возникновения аномалии электропроводности, можно оценить в 700°C . Фактически ано-

Таблица 1
Аномалии рифтовых долин

Местоположение	h , км	σ , $\text{Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$	Источник
Кения (рифт Грегори)	12	10^{-1}	[13]
Главный рифт Эфиопии (рифтовая депрессия Афары)	13	10^{-1}	[11, 13]
Байкал	15	10^{-1}	[2, 17]
Исландия (Срединно- Атлантический рифт)	1	$5 \cdot 10^{-2}$	[12]
Рейнский грабен	20	$3 \cdot 10^{-2}$	[11, 13]

малия может иметь более высокую температуру, однако из данных об электропроводности эта температура не может быть определена с хорошей точностью.

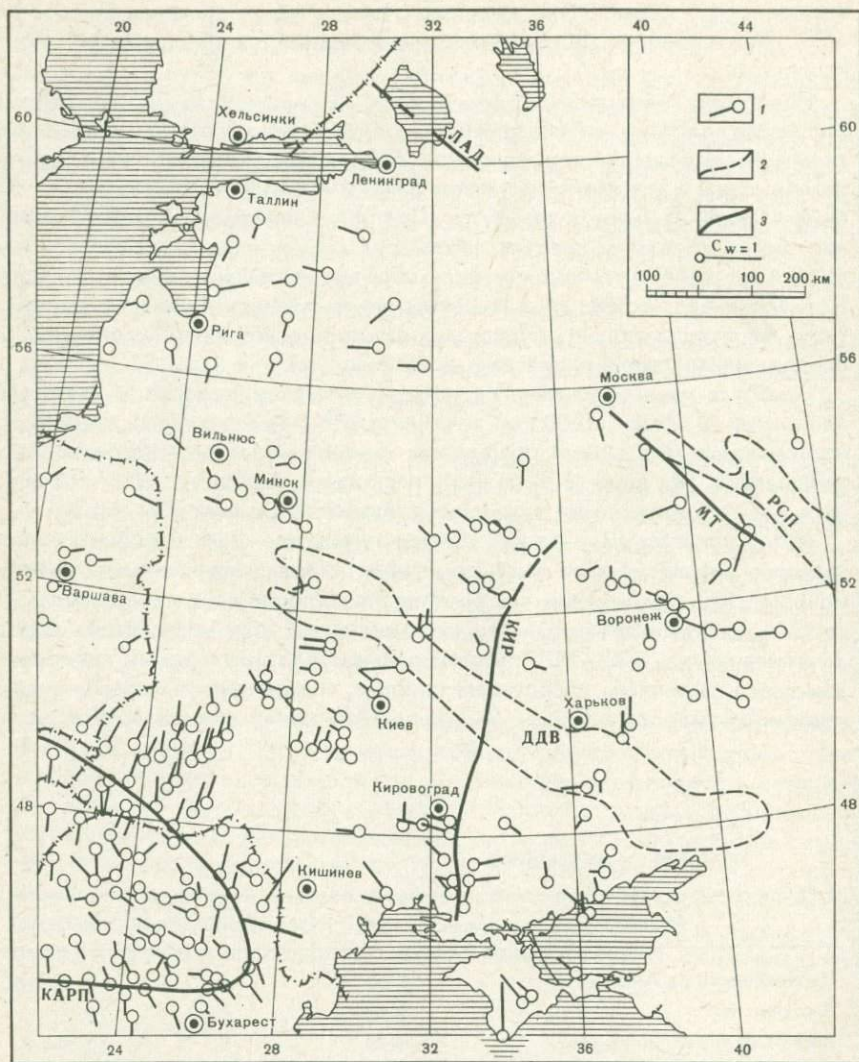
Поскольку аномалии геосинклиналей расположены в горной местности, система наблюдений МВП обычно весьма редкая, а МТЗ над аномалией в большинстве случаев не проводилась. Следует отметить, что ни для одной интенсивной аномалии электропроводности не получена глубина верхней кромки более 25 км. Поэтому приведенные в табл. 2 значения более 25 км не следует рассматривать как реальные. Это грубые оценки по данным слишком редкой сети магнитовариационных наблюдений. Южно-Австралийская и Пиренейская аномалии отнесены к данному типу предположительно, поскольку их пространственное совпадение с близлежащими геосинклиналями не установлено.

Наиболее хорошо изучена Карпатская аномалия, которая картирована вдоль всей ее длины (1200 км) точечными МВП (см. рисунок), пересечена несколькими детальными профилями синхронных магнитовариационных наблюдений, над осью ее выполнено несколько глубинных МТЗ, показавших, что верхняя кромка аномалии находится на глубине 15 ± 5 км.

Автор полагает [2], что Карпатская аномалия — очаг активного регионального метаморфизма толщ осадочных пород, накопленных в геосинклинали. При погружении эти богатые влагой породы проходят последовательные фации регионального метаморфизма; при прогревании пород до температуры $400-700^\circ$ протекает амфиболитовая фация, сопровождающаяся частичным плавлением пород и, следовательно, резким увеличением электропроводности. Более поздние фации регионального мета-

Таблица 2
Аномалии геосинклиналей

Аномалия	h , км	G , $10^8 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}$	Источник
Перуанская (под Андами)	$\ll 80$	8	[2, 10, 20]
Верхоянская	$\ll 80$	4	[9, 2]
Восточная аномалия западной части США (под скалистыми горами)	$\ll 70$	3	[2, 8, 10]
Средняя аномалия западной части США	≤ 25	3	[2, 8, 10]
Южно-Австралийская (близ Аделаидской геосинклинали)	5–10	3	[2, 15]
Карпатская	15	2	[2, 9]
Центральная Японская	—	—	[2, 10, 18]
Пиренейская	≤ 15	~ 1	[5]
Кавказская	< 20	1	[2]
Уральская	≤ 15	1	[14, 2]



Аномалии электропроводности европейской части СССР

1 — пункты магнитовариационных наблюдений и векторы Визе C_w ; 2 — вытянутые осадочные бассейны (ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина, РСП — Рязано-Саратовский прогиб); 3 — литосферные аномалии электропроводности (КИР — Кировоградская, КАРП — Карпатская, МТ — Московско-Тамбовская, ЛАД — Ладожская)

морфизма (гранулитовая и эклогитовая) характеризуются отсутствием воды в породах, поэтому более глубокие горизонты, прошедшие амфиболитовую фацию, могут не содержать расплавов и иметь пониженную электропроводность, несмотря на более высокую температуру. Таким образом объясняется узкая локализация аномалии по глубине. Узкая локализация Карпатской аномалии по ширине объясняется тем, что источ-

ник тепла более интенсивен во внутренней зоне Карпат и фронт регионального метаморфизма движется не только снизу вверх, но и из внутренней зоны к наружной. Процесс регионального метаморфизма осадочных толщ, накопленных в геосинклинали, является характерным этапом геосинклинального процесса, поэтому появление аномалии электропроводности в геосинклинали следует считать закономерным явлением.

Намечается обратная связь интенсивности аномалии с возрастом геосинклинали, которая осложнена геометрическими факторами (например, чем интенсивнее аномалия, тем она длиннее).

Многие исследователи связывают аномалии геосинклиналей с зонами субдукции. Так, в [10] выделяется специальный тип "аномалии зон субдукции", куда относятся аномалии под Андами и Центральная Японская. Аномалии западной части США выделены в отдельный тип, однако для них также допускается объяснение процессом субдукции. Глубинное геоэлектрическое строение Кавказа и Урала объясняется субдукцией литосферных плит, некоторые исследователи привлекают субдукцию для истолкования геоэлектрического строения Карпатского бассейна [1, 9, 13].

Если существование аномалий электропроводности в тектонически активных областях представляется закономерным, то обнаружение аномалий с подобными параметрами на платформах было неожиданным (табл. 3). Аномалия Великих североамериканских равнин ответвляется от Восточной аномалии Скалистых гор, проходит через выступ фундамента горы Блек Хилс и далее простирается не менее чем на 1200 км в северном направлении. Авторы работы [7] полагают, что эта аномалия, возможно, трассирует протерозойскую зону субдукции. Анализ геологических и геофизических данных позволил высказать гипотезу, что аномалия Юго-Западной Африки является продолжением Африканской рифтовой системы вдоль древних ослабленных зон в литосфере [6]. Аномалия Игдлорссуйт находится в разломной зоне Западной Гренландии и, возможно, подтверждает рифтовый характер этой зоны [21].

Таблица 3
Аномалии платформ

Аномалия	h , км	G , $10^8 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}$	Источник
Игдлорссуйт (запад Гренландии)	< 18	3,5	[2, 21]
Аномалия Великих североамериканских равнин (Блек Хилс)	$\ll 70$	3	[2, 7, 10]
Алертская	< 4		[2, 16, 18]
Юго-западный край	≥ 15	~ 2	
Кировоградская	< 30	2	[2, 9]
Московско-Тамбовская	~ 15	2	[3]
Средневенгерская (Задунайская)	5	1	[2, 4, 5]

Для остальных платформенных аномалий мы не можем привести данные, указывающие на то, что они унаследованы от ранее активных областей.

Природа каждой аномалии остается неясной, и мы можем только высказать возможные предположения.

1. Скопление графитизированных или пиритизированных сланцев. Эти скопления должны непрерывно простираются на сотни километров и иметь большую суммарную продольную проводимость $G = 10^8 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}$, т.е. их сечение должно измеряться десятками квадратных километров. Подобные образования электропроводящих пород в приповерхностных слоях пока неизвестны, что может объясняться трудностью их обнаружения под осадочными породами. На Кольском полуострове известны две электропроводящие структуры, по масштабам приближающиеся к описываемым аномалиям: Имандра-Варзугская (длина порядка 250 км, $G = 3 \cdot 10^6 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}$) и Печенгская. Для аномалий, глубина которых составляет единицы километров, электронно-проводящая природа весьма вероятна.

2. Скопление минерализованных водных растворов, по-видимому, горячих.

3. Внедрение частично расплавленных пород в земную кору в процессе новейшей активизации, вероятно, по унаследованным с древних времен ослабленным зонам. Процесс начался столь недавно, что аномалия теплового потока не достигла земной поверхности.

4. Крупные скопления хорошо проводящих пород неизвестной природы.

А B S T R A C T

In the strata of poor conducting rocks of lithosphere there are good conducting enclaves of different nature and size. The largest conducting objects hundreds and thousands kilometers long occurring in the depth from a few to dozens kilometres will be discussed here. The objects are investigated by observation and analysis of anomalous behavior of geomagnetic variations of different periods (GDS — method), their depth is defined by magneto-telluric sounding method (MTS).

23 best studied lithospheric conductivity anomalies (CA) are classified by their locality in one of three tectonic regions (naturally classing of some anomalies was made hypothetically because of poor data).

1. Rift valley conductivity anomalies: Kenyan rift valley, main Ethiopian rift, Baikal rift, Iceland (Mid-Atlantic rift), Rhinegraben. In each rift where observations were made CA was discovered.

2. Geosyncline conductivity anomalies: Andean, Verkhojansk, East — and Mid — anomalies of Western North America, South — Australian, Carpathian, Central Japanese, Pyrenian, Caucasian, Uralian — anomalies are given in sequence of decrease of their common longitudinal conductivity G (Sm). Probable nature of the anomalies is partial melting of sedimentary strata accumulated in geosyncline in course of active amphibole facies of regional metamorphism. Hence CA is regular phenomenon arising on definite stage of geosyncline process.

3. Platform conductivity anomalies: Igdlorssuit, North American Central Plains, Alert, South-West African, Kirovograd, Moscow-Tambov, Ladoga Lake, Transdanubian. One can suggest plausible hypotheses of platform CA nature: graphitized shists, mineralized solutions, partial melting, indicating old or very new activation of the region.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 268 с.
2. *Рокитянский И.И.* Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, 1975. 279 с.
3. *Рокитянский И.И., Лозгинов И.М., Максимов В.М.* и др. Площадные магнитовариационные исследования в центральной части Русской платформы. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 9, с. 107—112.
4. *Adam A.* Results of deep electromagnetic investigation. — In: Geoelectric and geothermal studies: KAPG geophysical monograph. Budapest: Academiai Kiado, 1976, p.547—560.
5. *Babour K., Mosnier J., Daignieres M.* et al. A geomagnetic variation anomaly in the northern Pyrenees. — Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1976, vol. 45, p. 583—600.
6. *Beer J.H., Gough D.I., van Zijl J.S.V.* An electrical conductivity anomaly and rifting in southern Africa. — Nature, 1975, vol. 225, p. 678—680.
7. *Camfield P.A., Alabi A.O., Gough D.I.* Electrical conductivity and precambrian crustal structure in Saskatchewan (Canada) and the northern United States. — Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung., 1977, t. 12, N 1/3, p. 25—28.
8. *Garland G.D.* Correlation between electrical conductivity and other geophysical parameters. — Phys. Earth Planet. Int., 1975, vol. 10, p. 220—230.
9. Geoelectric and geothermal studies: KAPG geophysical monograph/Ed. A. Adam. Budapest: Academiai Kiado, 1976. 752 p.
10. *Gough D.I.* The geophysical significance of geomagnetic variation anomalies. — Phys. Earth Planet. Int., 1973, vol. 7, p. 379—388.
11. *Haak V.* Interpretations—Verfahren für die Magnetotellurik unter besonderer Berücksichtigung lateral variierender elektrischer Leitfähigkeit in Erdinneren und eines räumlich inhomogenen induzierenden Magnetfelds. Baverisch Acad. Wiss. Mat. — Naturwiss. kl. Abh., Neue Folge, 1978, H. 158, p. 105.
12. *Hermance I.F.* An electrical model for the sub-Icelandic crust. — Geophysics, 1973, vol. 38, N 1, p. 3—13.
13. *Hutton R.* Induction studies in rifts and other active regions. — Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung., 1976, vol. 11, N 3/4, p. 347—376.
14. *Krasnobaeva A.G., Vishnev V.S., Rudneva T.L.* Deep electromagnetic studies in the Ural. — In: Geoelectric and geothermal studies. KAPG Geophysical Monograph. Budapest: Academiai Kiado, 1976, p. 640—645.
15. *Lilley F.E.M., Tammemagi H.Y.* Magnetotelluric and geomagnetic depth sounding methods compared. — Nature Phys. Sci., 1972, vol. 240, N 104, p. 181—187.
16. *Niblett E.R., De Laurier J.M., Law L.K., Plet F.C.* Geomagnetic variation anomalies in the Canadian Arctic. I Ellesmere Island and Lincoln Sea. — J. Geomag. Geoelectr., 1974, vol. 26, p. 203—221.
17. *Pospeev V.I., Mikhalevsky V.I.* Deep magnetotelluric surveys of the south of the Siberian platform and in the Baikal rift zone. — In: Geoelectric and geothermal studies: KAPG geophysical monograph. Budapest: Academiai Kiado, 1976, p. 673—681.
18. *Rikitake T.* Electromagnetism and the Earth's interior. Amsterdam, Elsevier. 308 p.
19. *Schmucker U.* Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. — Bull. Scripps. Inst. Oceanogr. Univ. Calif., 1970, vol. 13, p. 105.
20. *Schmucker U., Forbush S.E., Hartmann O.* et al. — Carnegie Inst., Wash., Yearbook 65, 1967, p. 11—28.
21. *Wilhelm J., Friis-Christensen E.* The Igdlorssuit Geomagnetic variation anomaly in the rift — fault zone of northern west Greenland. — J. Geomag. Geoelectr., 1975, vol. 26, p. 173—189.

СООТНОШЕНИЕ БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЕВРАЗИИ С ТРАНСФОРМНЫМИ И ДРУГИМИ РАЗЛОМАМИ

Соотношение блоковой структуры земной коры с трансформными и другими глубинными разломами рассмотрено на примере территории (рис.1), находящейся в центральной части Евразии (Восточный Казахстан и прилегающие области Средней Азии). В ходе фанерозойской истории регион входил в состав Урало-Монгольского подвижного пояса, Центрально-Евразиатской молодой платформы и Центрально-Азиатского орогенного пояса. Рассматриваемая область располагается преимущественно в зоне каледонской складчатости, однако на всем протяжении последующей истории в ее пределах сохраняется связь геологических процессов с событиями в сопредельных герцинидах. Последовательность развития региона такова.

1. Протерозойская эпоха — формирование структур докембрийского фундамента. Широко проявлены процессы метаморфизма и гранитизации.

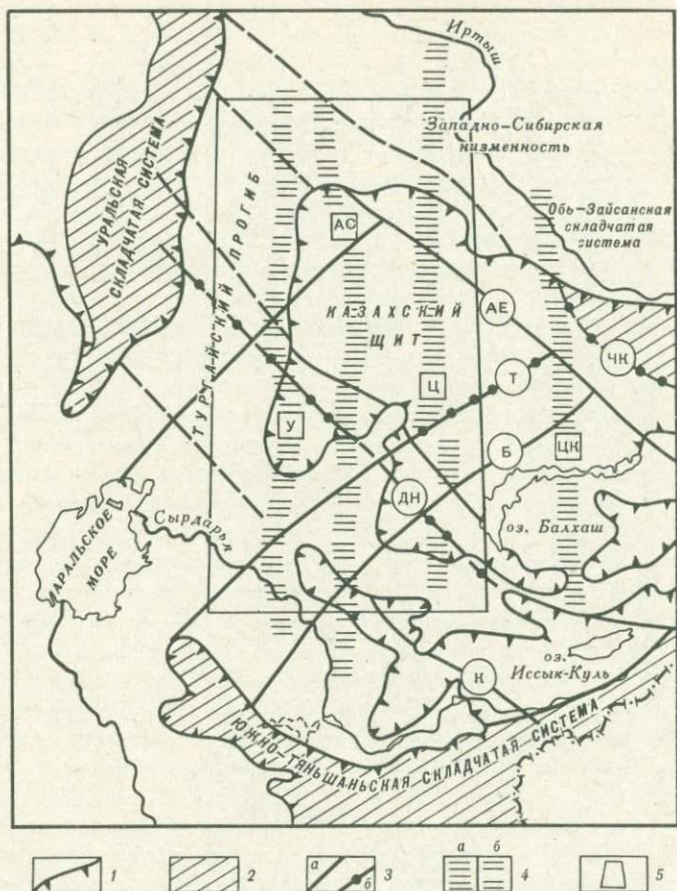
2. Позднепротерозойская—палеозойская эпоха, включающая геосинклинальный (PR — S), инверсионный (S — D) и субплатформенный (C — P) этапы, — образование и развитие подвижного пояса.

3. Мезозойская эпоха — платформенное развитие: незначительные глыбовые перемещения и накопление красноцветной терригенной и сероцветной угленосной формаций приразломных впадин.

4. Позднемезозойская—кайнозойская эпоха — дальнейшая пенепленизация рельефа и образование преимущественно терригенных формаций чехла.

5. Неогеновый период — интенсивные орогенные процессы, формирование межгорных и предгорных прогибов, выполненных грубообломочной молассой.

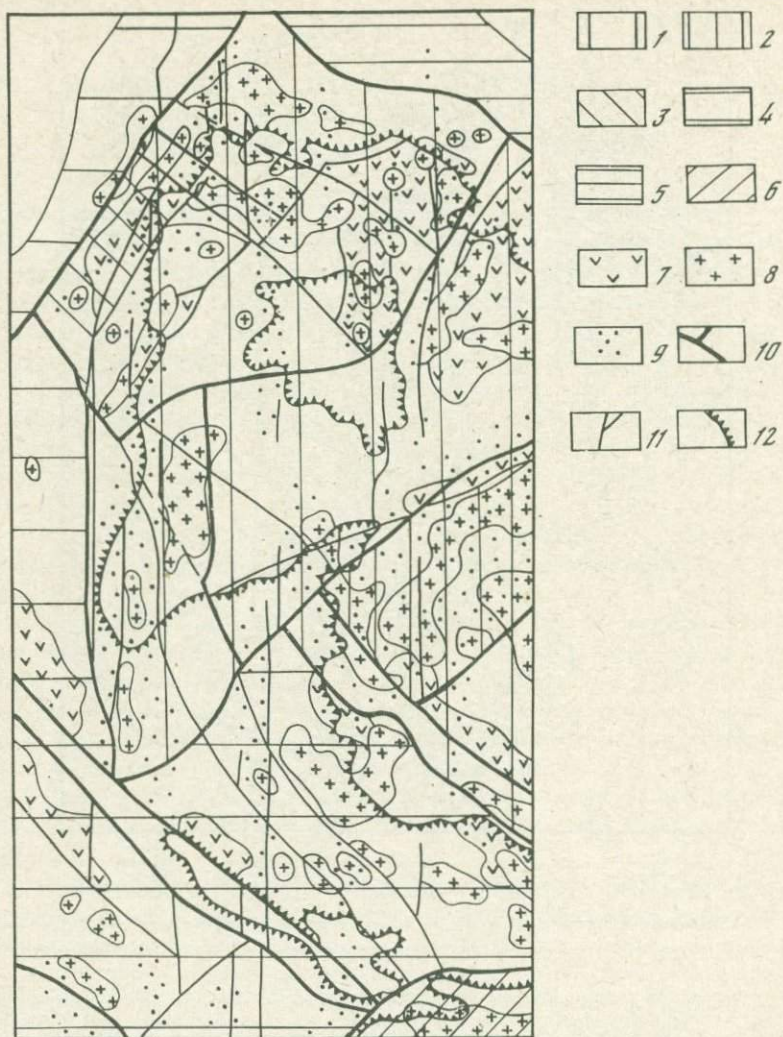
Каждой эпохе геологического развития региона соответствует формирование специфических структурно-формационных комплексов (СФК). Для срединных массивов и геосинклинальных поднятий (Кокчетавское, Ишкеольмесское, Атасуйское и др.) протерозойского возраста характерно широкое проявление процессов разновозрастного метаморфизма и гранитизации с формированием гранитогнейсовых куполов, положение которых контролируется ослабленными зонами среди негранитизированных метаморфических пород [5]. СФК палеозойского складчатого основания слагает геосинклинальные прогибы, облекающие докембрийские ядра крупных антиклинорий. Относительно спокойным формам складчатости миогеосинклинальных прогибов (Калмыкульский и др.) в центральных частях жестких блоков, где осадки образуют подобие плаща на докембрийском основании, противостоят связанные с разломами офиолитовые пояса, в которых продукты мантийной дифференциации вещества нередко пересекают более древние и синхронные отложения.



Р и с. 1. Положение главнейших трансформных и фронтальных разломов Восточного Казахстана (пунктиром показаны разломы под покровом платформенных образований)

1 — контуры выхода на дневную поверхность домезозойских геологических образований; 2 — герциньские складчатые системы; 3 — системы разломов (а — контролирующее размещение эвгеосинклиналиных прогибов, б — то же, и трассирующие положение тел гипербазитов); АЕ — Атансор-Ерементавская, ЧК — Чингиз-Калбинская, ДН — Джалаир-Найманская, К — Каратауская, Т — Тектурмасская, Б — Бектауатинская; 4 — фронтальные системы разломов: У — Улутавская, АС — Атбасар-Сузакская, Ц — Целиноградская, ЦК — Центрально-Казахстанская; 5 — границы территории исследований

Субплатформенный СФК представлен образованиями наложенных впадин (эпиконтинентальные и континентальные карбонатно-терригенные и терригенные формации). Платформенный чехол развит практически повсеместно; наибольшая его мощность на периферии Казахского щита. Орогенный СФК сложен терригенными формациями межгорных и предгорных впадин. Структурно-формационные комплексы консолидированного фундамента и чехольных отложений образуют слоисто-блоковую



Р и с. 2. Схема глубинного строения западной части Восточного Казахстана. Составили А.А. Смыслов, М.Г. Харламов, И.Г. Клушин, И.Д. Рогозин, Ю.И. Сытин

Преимущественно двухслойная кора, интенсивно дифференцированная, с мозаичным рельефом поверхности Мохоровичича (тип завершённой складчатости): 1 — нормальная мощность (40—44 км), сокращенное число сейсмических границ раздела и неполный разрез ранне-среднепалеозойских геосинклинальных формаций (области ранней каледонской стабилизации); 2 — повышенная мощность (42—46 км) за счет увеличения гранитно-метаморфического слоя, высокое число сейсмических границ раздела и полный разрез ранне-среднепалеозойских геосинклинальных формаций (области поздней каледонской стабилизации); 3 — резко сокращенная мощность (< 40 км) (активизационный подтип). Преимущественно трехслойная кора, слабо-дифференцированная, с мозаичным и линейным рельефом поверхности Мохоровичича (койлогенный тип): 4 — небольшая мощность (35—40 км), с компенсированными главными слоями и спокойным рельефом границ раздела; 5 — увеличенная мощность (40—44 км) и линейная неоднородность (активизационный подтип); 6 — пре-

структуру земной коры, в которой ограничениями блоков являются зоны глубинных разломов. Анализ блокового строения коры региона стал возможным благодаря постановке специальных исследований по изучению глубинного строения с применением широкого комплекса гравитационных, магнитных, сейсмических (широкая сеть профилей ГСЗ, МОВЗ) и других наблюдений [1–3, 6, 7].

Комплексные геофизические исследования позволили конкретизировать представления о слоисто-блоковом строении земной коры в областях каледонской складчатости и о геодинамическом развитии региона. На основе этих исследований составлены карта блокового строения консолидированной коры (рис. 2) и серия глубинных разрезов.

В латеральном направлении основным элементом современного строения консолидированной земной коры являются сегменты литосферы, имеющие полигональную либо линейную форму, размеры которых в поперечнике достигают первых сотен километров, а по вертикали превышают глубину до поверхности Мохоровичича. Эти блоки соответствуют региональным аномалиям гравитационного поля или их крупным частям. К числу полигональных блоков первого порядка, отвечающих фрагментам складчатых систем, относятся Кокчетавский, Карагандинский, Чу-Сарысуйский, Среднесырдарьинский и др. Блоки земной коры ограничены сквозькоровыми и внутрикоровыми разломами глубинного заложения (см. рис. 1, 2). Глубинные разломы, секущие кору на всю ее мощность и проникающие в верхнюю мантию, по масштабам и особенностям сопряженного с ними магматизма подразделены на контролирующее размещение офиолитовых поясов (включая тела гипербазитов), положение наземных и приповерхностных вулканических образований разного состава и лишенные существенных проявлений магматизма.

По ориентации в пространстве четко выделяются система сбрососдвигов северо-западного и северо-восточного направлений и система субмеридиональных и близширотных взбрососдвигов и взбросов. Анализ взаимоотношения блоков, сложенных докембрийскими образованиями, показывает, что наиболее ранними, по-видимому, являются меридиональные нарушения. В палеозое преобладали перемещения по северо-западным и северо-восточным разломам, что определило общий план положения геосинклинальных прогибов и блоковой структуры в целом. В середине и особенно в конце палеозоя вновь активизировались разломы меридионального и широтного направлений, по которым внедрились разнообраз-

←
имущественно двухслойная кора, интенсивно дифференцированная, с максимальной мощностью (> 50 км) за счет увеличения мощности базальтового слоя (орогенный тип); 7 – блоки с широким развитием эвгеосинклинальных формаций; 8 – области интенсивной литофильной дифференциации вещества (разуплотнение), соответствующие зонам интенсивной гранитизации и ультраметаморфизма; 9 – области интенсивной структурной перестройки литосферы (предполагаемые области и зоны верхнепалеозойской тектонической активизации), характеризующиеся контрастным увеличением расчлененности кристаллической толщи; 10–11 – разломы глубокого заложения, выделенные по комплексу геолого-геофизических данных; 10 – разграничивающие блоки первого порядка, 11 – прочие; 12 – контур развития слаблитофицированных отложений мезокайнозойского платформенного чехла

ные по составу интрузии (в том числе кислые) и реализовалась интенсивная гидротермально-метасоматическая деятельность.

Отмечая, что расположение блоков в пространстве и их геометрия определяются наличием региональных разломов глубокого заложения, ориентированных преимущественно в северо-восточном и в северо-западном направлениях, подчеркнем типичность этих направлений для Евразийского материка в целом. Они соответствуют ориентировке весьма протяженных (тысячи километров) трансформных разломов, пересекавших в палеозое соответственно Палеотетис и Урал. К числу наиболее характерных систем трансформных разломов северо-западного направления относятся Атансор-Еремантауская, Джалаир-Найманская и Каратауская.

Для упомянутых палеоокеанов, стиснутых крупными континентальными массивами, были характерны значительная длина и умеренная ширина. С этим обстоятельством можно связывать сокращенную скорость относительных перемещений по трансформным разломам, в целом более значительную в южной и западной частях рассматриваемой территории, где реализовалась суперпозиция геотектонических процессов. На фоне умеренной относительной скорости латеральных перемещений становятся более заметными проявления сопутствующих вертикальных перемещений и унаследованное развитие блоков. В современную эпоху определяющим для юга и центра Евразии является движение в северо-восточном направлении; скорость движения с запад-северо-запада мала, что отвечает смещению геодинамической активности к южным границам континента.

Крупным нарушением сплошности литосферы, параллельным Тетису и Уралу, принадлежит особая роль в глубинном строении региона. С меридиональными и субмеридиональными трансблоковыми зонами нарушений связаны интенсивные преобразования кристаллической толщи, выраженные контрастным изменением структуры и состояния вещества и проявлением процессов гидротермального метасоматизма. Для оценки гомогенности—расслоенности вещества этих зон использована сейсмическая информация, отфильтрованная с помощью редукций и трансформаций, а также геофизические и геологические данные после многомерной регрессии [4].

В верхней части коры трансблоковые зоны проявлены не повсеместно и не ярко, т.е. их трассирование и изучение без глубинного геофизического картирования были бы невозможны. С этими зонами связаны слабые пликативные дислокации, некоторые особенности термического режима и геохимическая зональность, проявленная на уровне современного эрозионного среза. Пространственно-временной анализ геохимических аномалий позволяет рассматривать зоны как специфическую форму проявления верхнепалеозойской тектонической активизации.

ABSTRACT

The interrelation of the block structure of the Earth's crust with the transform and other faults is considered on the example of the area including some parts of Eastern Kazakhstan and Middle Asia. It is shown on the

basis of complex geological and geophysical data analysis (including seismic sections) that foliated segments approximately some hundreds of kilometres across are the principal elements of the continental crust. Such segments correspond to large fragments of folded systems on the actual erosion cut level. Geometrical peculiarities of the blocks and their spatial disposition are determined by the presence of the deep regional faults mainly oriented to the north—east and north—west. They correspond to the orientation of very long (thousands of kilometers) transform faults, which cut the Palaeo—Tethys and the Urals during the Palaeozoic.

Side by side with the diagonal deep faults are exposed large disturbances of the lithosphere solidity which are parallel to the Tethys and the Urals. Intense changes of the lithosphere crystalline thickness are connected with the meridional and submeridional transblock disturbance zones, which are displayed by contrast variations of the homogeneity (exfoliation degree) of the matter. The systems of the faults of different genesis and of linear structures which are confined to the faults differ in their geochemical and metallogenic specialization.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антоненко А.Н., Бикеев В.С., Дубровин Г.К., Зазубин Е.А. Глубинная структура земной коры Казахстана по сейсмическим данным. — В кн.: Информ. сб. науч.-исслед. работ, 1975. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 169—172.
2. Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным/Под ред. Ш.Е. Есенова. М.: Недра, 1969. 512 с.
3. Егоркин А.В. и др. Скоростные разрезы верхней мантии по материалам ГСЗ на суше. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 27—44.
4. Клушин И.Г., Смыслов А.А., Харламов М.Г. и др. Анализ комплексной геолого-геофизической информации при изучении глубинной геологии. — В кн.: Математические методы, информатика и вычислительная техника при региональных геологических и прогнозо-металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1978, с. 67—79. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 291).
5. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
6. Хрычев Б.А., Липская С.В., Углина А.А. Строение земной коры Казахстана по данным ГСЗ. — Сов. геол., 1975, № 3, с. 71—84.
7. Эйдлин Р.А., Эренбург М.С. Строение земной коры Чу-Сарысуейской депрессии и ее обрамления. — Сов. геол., 1978, № 8, с. 93—107.

УДК 550.3

И.Г. КЛУШИН

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УРАЛО-АФРИКАНСКОЙ АНОМАЛИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛА В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ

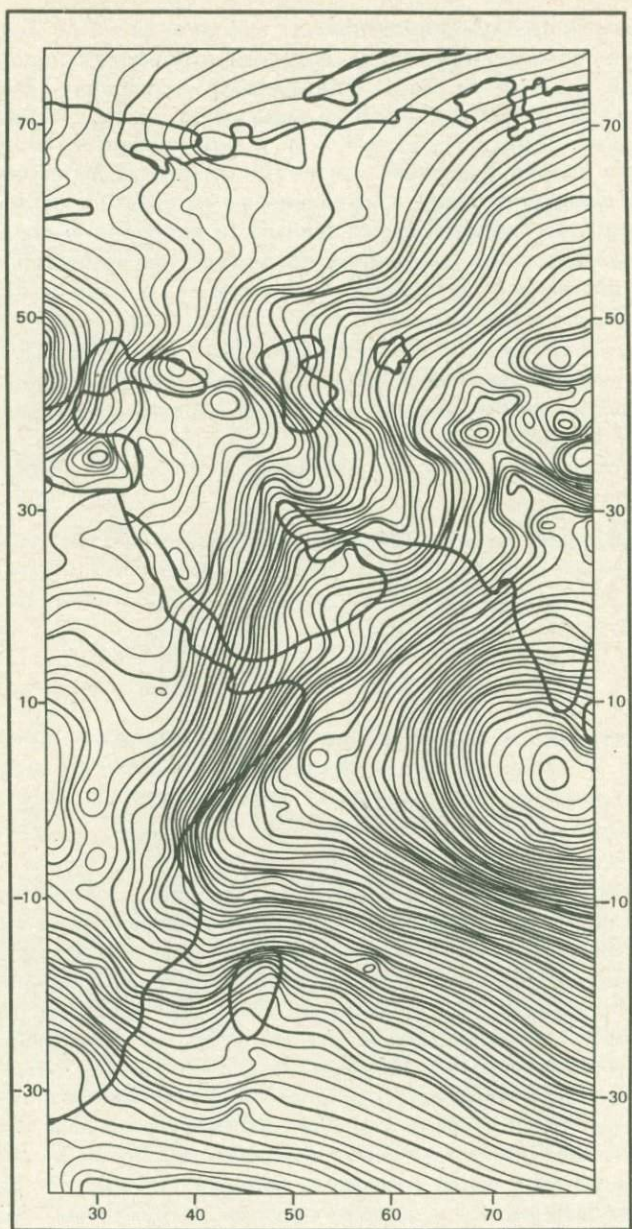
Среди современных методов изучения глубинного геологического строения крупных регионов важное значение приобретает космическая гравитационная съемка. Траекторные спутниковые и комбинированные (космические и наземные) определения аномального гравитационного потенциа-

ла (геопотенциала) существенно повысили глубинность освещения плотностной неоднородности оболочек Земли. Изучение аномалий гравитационного потенциала и тесно связанных с ним характеристик, таких, как приведенная аномальная масса или плотность эквивалентного поверхностного слоя фиксированной толщины, показало значительную латеральную неоднородность мантии, в том числе наличие весьма протяженных (многие тысячи километров) линейных градиентных зон [16, 17]. Основные линейные структуры мантии, выраженные в аномалиях геопотенциала, — Урало-Африканская и Австрало-Азиатская. К последней тяготеют более молодые геологические образования.

Сопоставление данных по вулканизму, сейсмичности, геодинамическим напряжениям и скорости современных движений показывает, что формирование Австрало-Азиатской аномалии сопряжено с перемещением на запад гигантской Тихоокеанской литосферной плиты. Зона резкого сокращения давления и концентрации аккумулярованных масс трассирует специфический термобарический мантийный сепаратор и отвечающий ему оловоносный пояс длиной 19 тыс. км [5, 8]. Урало-Африканская аномалия геопотенциала (см. рисунок), фиксирующая уменьшение плотности мантийных масс с запада на восток, по размерам вполне сравнима с Австрало-Азиатской: протягивается от Таймыра и Северного Урала до о-ва Мадагаскар [18]. В области пересечения с Альпийско-Гималайским поясом распределение изоаномал и соответственно изолиний высот геоида осложнено. Наличие здесь параллельно расположенных аномалий более высокого порядка (отрицательной и положительной) вызывает S-образное смещение изоаномал к северу и к югу от линии Большой Кавказ — Эльбрус — Копетдаг, но не изменяет общего характера поля.

Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала имеет целью показать, во-первых, как сформировалась общность распределения глубинных масс в полосе, включающей крупные части Азии, Африки и Индийского океана, во-вторых, как согласуются при этом различные факты геологии и геофизики, относящиеся к рассматриваемой части Земли, и каковы уточнения в понимании геодинамического развития этой обширной области планеты, включая следствия прикладного характера. С формальных позиций уменьшение значений геопотенциала в направлении с запада на восток означает уменьшение плотности мантийного вещества. Дефицит плотности может быть обусловлен особенностями вещественного состава и глубинными физическими условиями — более высоким положением геоизотерм [4, 6, 8, 16, 19]. Необходимо при этом найти и объяснить связи между изменением вещественного состава, термического состояния мантии и геодинамическим развитием рассматриваемых областей.

Наиболее общее объяснение связи геологических процессов с глубинным тепломассопереносом опирается на концепцию глобальной тектоники. Конкретизация общих соотношений может опираться на анализ следствий, вытекающих из формализованных математических моделей. В развитие опубликованных результатов [1, 13, 15] ниже рассматривается случай взаимодействия плит, учитывающий ряд простых ограниче-



Африканская ступень аномального геопотенциала и область минимума глубинности к востоку от нее. Данные Центра космических полетов НАСА [18]

ний относительно изменения во времени скорости движения масс, тепловыделения и теплоизоляции. Итак, полагаем, что скорость u поглощения литосферной плиты частично определяется условиями размещения поступающих масс и сокращается по мере роста объема V накапливаемого материала: $\partial u / \partial V = \text{const} = -K_0$; компонента u_1 переменной u определяется только внешними условиями. Масса m материала, поступающего за единицу времени t на единичном интервале зоны взаимодействия, зависит от плотности ρ , толщины a и скорости u поглощаемой плиты; одна часть (m_1) массы аккумулируется, причем накопление усиливается с ростом u и затрудняется с ростом V , а именно: $\partial m_1 / \partial u = \text{const} = K_1$, $\partial m_1 / \partial V = \text{const} = -K_2$; другая часть ($m_2 = m - m_1$) рассеивается в глубинных зонах мантии. Масса $M(t)$ материала, аккумулированного на единичном интервале к моменту времени t после начала процесса, распределяется не только вблизи фронта взаимодействия, но и в его тылу.

Легко установить, что при сделанных ограничениях и постоянстве a, ρ имеем

$$M(t) = \int_0^t m_1(x) dx = \rho a u_1(0) \int_0^t \exp[-y(aK_0 + \frac{K_2}{\rho})] \times \\ \times \left\{ 1 + \int_0^y \frac{1}{u_1(0)} \frac{\partial u_1(x)}{\partial x} \exp[x(aK_0 + \frac{K_2}{\rho})] dx \right\} dy. \quad (1)$$

При дополнительном постоянстве внешних условий, т.е. при u_1 ,

$$u(t) = u_1 - \frac{K_0}{\rho} M(t) = u_1 \left\{ 1 - \frac{1 - \exp[-(aK_0 + K_2/\rho)t]}{1 + K_2/K_0\rho a} \right\}. \quad (2)$$

Следовательно, скорость относительно мала и слабо зависит от t при большой толщине литосферной плиты и значительной связи аккумуляции с уже размещенным объемом (т.е. при большой емкости тыла).

Сформулируем ограничения, касающиеся выделения и переноса тепла, изменения теплоизоляции, влияния аккумуляции тепла на плотность. Тепловыделение пропорционально скорости $u(t)$ и коэффициенту трения $\mu(t)$, уменьшающемуся по мере накопления тепла. Перенос тепла осуществляется преимущественно движущимся материалом. Аккумуляция вещества литосферы сопровождается увеличением теплоизоляции, что эквивалентно сокращению потерь тепла. По мере накопления тепла уменьшается средняя плотность масс, что связано с тепловым расширением материала и с дополнительным погружением границ фазового превращения [2].

С учетом изложенного количество тепла, аккумулируемое на единичном интервале зоны взаимодействия в единицу времени, выражается равенством

$$q(t) = K_3 u(t) \mu(0) \left[1 - K_4 \int_0^t q(x) dx \right] - K_5 m_2(t), \quad (3)$$

где K_3, K_4, K_5 — коэффициенты пропорциональности. В частном случае при постоянстве ρ, a, u_1 , т.е. внешних условий,

$$Q(t) = A a_2^{-1} [1 - \exp(-a_1 - a_2 t + a_1 \exp(-\beta t))] + \\ + (B \beta^{-1} - A a_1 a_2^{-1}) \exp(-a_2 + a_1 \exp(-\beta t)) \times \\ \times \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1} a_1^n - 1}{\left(n - \frac{a_2}{\beta}\right) (n-1)!} [1 - \exp(a_2 t - n \beta t)], \quad (4)$$

где

$$A = u_1 K_2 (K_3 \mu(0) - K_5 \rho a) (K_0 \rho a + K_2)^{-1}; \\ B = u_1 \rho a (K_0 K_3 \mu(0) + K_2 K_5) (K_0 \rho a + K_2)^{-1}; \\ a_1 = u_1 K_0 K_3 K_4 \mu(0) \rho^2 a (K_0 \rho a + K_2)^{-2}; \\ a_2 = u_1 K_2 K_3 K_4 \mu(0) (K_0 \rho a + K_2)^{-1}; \\ \beta = K_0 a + K_2 / \rho.$$

Функция $Q(t)$, равная нулю в начале процесса, принимает максимальное значение в момент времени $t = t_{\max}$. После учета порядка малости отдельных членов получаем приближенную оценку

$$t_{\max} \sim \frac{1}{u_1 K_4} \left(\frac{1}{\rho a K_5} - \frac{1}{K_3 \mu(0)} \right). \quad (5)$$

Формула (5) определяет продолжительность временного интервала между началом процесса (т.е. инициальным прогибанием) и состоянием максимального накопления тепла, часть которого сконцентрирована непосредственно в самой зоне взаимодействия, а часть распределена в ее тылу. Состоянию при $t = t_{\max}$ соответствует наибольшая интенсивность проявления орогенеза; в тылу зоны взаимодействия этому состоянию может отвечать обширное сводовое воздымание области с прогретой мантией. Анализ формулы (5) показывает, что t_{\max} увеличивается при малой скорости u_1 , зависящей от внешних условий, и при слабом влиянии накопленного тепла на коэффициент трения (мал коэффициент K_4), что может иметь место при эффективном отводе тепла из зоны субдукции в ее тыл (поскольку вынос тепла в глубинные геосферы, в свою очередь, требует увеличения скорости u и коэффициента K_5) и при сокращении потерь тепла в связи с усилением теплоизоляции. Росту t_{\max} содействует также увеличение $K_3 \mu(0)$, т.е. большое выделение тепла в начале процесса субдукции.

Итак, формализованный анализ показывает, что образование обширной области с пониженной плотностью мантийного вещества возможно при длительном поступлении тепла и материала, который отличается повышенной теплоизоляцией и обладает плотностью ρ , меньшей плотности ρ_0 замещаемых масс. Длительность глубинного тепломассопереноса связана с особенностями взаимодействия плит и может быть оценена продолжительностью t_{\max} и скоростью поступления литосферного материала.

Относительно пониженной плотностью и теплопроводностью обладает вещество континентальной литосферы.

Обратимся к фактическим геологическим и геофизическим данным по рассматриваемой области Земли. Почти на всем протяжении Урало-Африканской аномалии к западу от нее располагаются континентальные массивы с древним фундаментом. В пределах северной половины аномалии, приходящейся на Урал и Аравийский полуостров, сохранились признаки длительного функционирования зон субдукции, представленные офиолитовыми поясами. Независимыми определениями установлено, что литосферный материал перемещался с запада на восток [1, 7, 14], причем с невысокой скоростью. Продолжение структур фундамента Русской платформы под складчатые структуры Урала хорошо документировано [3, 9]. Надвижение Урала на платформу находит при этом простое объяснение. Наконец, хорошо известны особенности развития складчатой области Урала: формированию геосинклинальных трогов предшествовали разогрев мантии и рифтогенез; начальные этапы тектоно-магматического развития здесь были растянуты во времени, что привело к относительно позднему орогенезу (большая величина t_{max}).

Разогрев мантии в обширной тыловой области — к востоку от осевой линии аномалии — имел следствием развитие системы рифтов; раздвижение блоков произошло практически одновременно на границе палеозоя и мезозоя. На севере тыловой области, т.е. в Западной Сибири, был сформирован Колтогорско-Уренгойский рифт протяженностью почти 2 тыс. км, а также ряд его апофиз, на юге — система рифтов, определивших раскол Гондваны и отторжение от Восточной Африки Индийского субконтинента. Известно, что пермо-триасовые события Земли связываются с ее глобальным разогревом; возможное противоречие устраняется, если учесть суммирование тепловых эффектов глобального и регионального уровней. Тесная согласованность развития грабен-рифтов Западной Сибири с процессами на Урале отмечена в литературе [3, 10].

В промежуточном звене между Западной Сибирью и Африкой признаки рифтогенеза не были известны. В результате комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в последнее время, здесь выделены по методике автора протяженные (свыше 1 тыс. км) меридиональные полосы контрастного изменения гомогенности-расслоенности вещества литосферы, формирование которых можно связывать с кратковременным расколом и раздвижением литосферы, сопровождавшимися истечением глубинных флюидов. Простирающие и прямолинейные полосы, пересекающие разнотипные структуры, указывают на опосредованную связь с Уралом и на возможное участие в их формировании процесса, близкого к гидравлическому разрыву пласта. Особенности этого процесса изучены теоретически и практически [12]. Кратковременность раскола и движение флюидов исключили внедрение базальтов, типичных для Колтогорско-Уренгойского рифта и сформировавших трапповые поля Африки, Индии, Тасмании и Антарктиды. В породах Кокчетавского массива, который пересекается одной из полос, обнаружены флюидные включения с аномально высокой концентрацией CH_4 [11], что является признаком их поступления из мантийных глубин.

Итак, Урало-Африканская аномалия геопотенциала фиксирует уменьшение плотности мантии в направлении на восток. Дефицит плотности объясняется длительным мантийным тепломассопереносом, который был связан с взаимодействием плит, определил формирование систем рифтов на севере и юге тыловой области и своеобразное проявление позднепалеозойской тектоно-магматической активизации в ее центральном звене — Казахстане.

АБСТРАКТ

The Ural-African anomaly of geogravity potential marks the decrease of mantle density in the eastern direction. The density deficiency is explained by the long mantle heat — and mass — transfer, which was connected with the plate interaction. The mentioned transfer determined the formation of rift systems in the north and south parts of the rear region and peculiar display of late paleozoic tectono-magmatic stirring up within its central part — Kazakhstan.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. *Акимото С.* Система $MgO - FeO - SiO_2$ при высоких давлениях и температурах — фазовые равновесия и упругие свойства. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 60—80.
3. *Беляевский Н.А., Барыкин С.К., Ермаков Б.В.* и др. Карта разломов территории СССР, сопредельных стран и морей. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 45—53.
4. *Клушин И.Г., Абрамович И.И.* Форма геоида и состав мантийных выплавов. — ДАН АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 674—677.
5. *Клушин И.Г., Абрамович И.И.* Австрало-Азиатский оловоносный пояс и динамический режим Тихоокеанской плиты. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976, с. 235—237.
6. *Клушин И.Г., Абрамович И.И.* Спутниковые измерения геопотенциала и состав продуктов мантийных магм. — В кн.: Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. Л.: Недра, 1977, с. 22—29. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 240).
7. *Клушин И.Г., Румянцева Н.А., Абрамович И.И.* Принципиальная схема эволюции вулканизма Урала. — В кн.: Методы составления палеовулканических карт. Глобальные палеовулканогеологические реконструкции. (Тезисы III Всесоюз. палеовулканического симпозиума). Новосибирск, 1977, с. 212—213.
8. Методы теоретической геологии/И.И. Абрамович, Ю.К. Бурков, В.В. Груза и др. Л.: Недра, 1978. 336 с.
9. Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. 143 с.
10. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса. — Геол. и геофиз., 1978, № 9, с. 31—37.
11. Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев, Б.О. Шкандрий. М.: Наука, 1977. 212 с.
12. *Христианович С.А., Желтов Ю.П.* Образование вертикальных трещин при помощи очень вязкой жидкости. М.: Наука, 1955. 33 с.
13. *Bird P., Toksoz M.N., Sleep N.H.* Thermal and mechanical models of continent — continent convergence zones. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N. 32, p. 4406—4416.
14. *Frisch W., Al-Shatnti A.* Ophiolite belts and the collision of island arcs in the Arabian shield. — Tectonophys., 1977, vol. 43, N 3/4, p. 292—306.

15. Hasebe K., Fujii N., Uyeda S. Thermal processes under island arcs. — *Tectonophys.*, 1970, vol. 10, N 1/3, p. 335—355.
16. Kaula W.M. Global gravity and tectonics. — In: *The Nature of the Solid Earth*. N.Y., 1972, p. 385—405.
17. Koch K.R. Geophysical interpretation of density anomalies of the Earth computed from satellite observations and gravity measurements. — *Z. für geophysik*, 1972, Bd. 38, H. 1, S. 75—84.
18. Marsh J.G., Vincent S. Global detailed geoid computation and model analysis. — *Geophys. Surv.*, 1974, vol. 1, N 4, p. 481—511.
19. Tarakanov Y.A., Vinnik L.P., Chujkova N.A. On the possible thermal nature of the largest undulations of the geoid. — *Tectonophys.*, 1977, vol. 41, N 1/3, p. 209—215.

УДК 550.3

Б.А. БРЮСОВ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО РЕГИОНА В СВЕТЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В 1972—1978 гг. в Научно-исследовательской лаборатории геологии зарубежных стран проводилась интерпретация региональных геофизических данных по Средиземноморскому региону и прилегающим областям с целью уточнения структурно-тектонического районирования этой территории, определения основных особенностей общего строения земной коры и построения карты рельефа погребенного кристаллического фундамента. Основу методики интерпретации составил способ статистической корреляции геологических и геофизических данных. В соответствии с основными положениями этой методики [1—3,8] путем осреднения наблюдаемого гравитационного поля были составлены карты региональных и остаточных аномалий силы тяжести.

Карта региональных аномалий послужила основой для составления схемы глубинного строения земной коры. На этой схеме нанесены изогипсы поверхности Мохоровичича (сечение 5 км), а также показано положение основных зон литосферных разломов, ограничивающих отдельные плиты или микроплиты.

В свете принципиальных положений тектоники плит [6] основные линии разрывов литосферы должны образовывать на поверхности земного шара логарифмические спирали. Форму такой логарифмической спирали и приближенное положение эпицентра соответствующего мантийного потока нетрудно восстановить, располагая отдельными отрезками спирали (зонами высоких горизонтальных градиентов силы тяжести или линейными зонами концентрации эпицентров землетрясений).

Выполненное восстановление местоположения литосферных разломов спирально-логарифмического типа позволило установить, что подавляющее большинство спиралей в пределах региона исследований сходится в восьми областях. Таким образом, можно говорить о существовании восьми основных мантийных палеопотоков, определявших историю

тектонического развития Средиземноморского региона в последнюю тектоническую эпоху (т.е. примерно в течение последних 150–200 млн. лет). Местоположения эпицентров большинства этих мантийных потоков (на карте они условно показаны кругами с радиусами около 100 км) довольно хорошо согласуются с сейсмологическими данными [7] и с палеотектоническими реконструкциями, выполненными рядом исследователей в рамках теории перемещения литосферных плит [4, 5, 9–13].

1. Эпицентр мантийного потока, расположенный в юго-восточном углу Бискайского залива, связан с вращением Пиренейского полуострова относительно основной части Европейской литосферной плиты. Активностью этого мантийного потока обусловлено возникновение литосферных разломов, ограничивающих Иберийскую континентальную плиту и западную периферию Алжиро-Прованской субокеанической плиты. Южные продолжения этих разломов обусловили обособление микроплиты Рифа, северное ограничение горно-складчатой системы Высокого Атласа, а в пределах Африканского континента — обособление крупнейших синеклиз и антеклиз.

2. Эпицентр мантийного потока, расположенный в северной части Лигурийского моря, связан с относительным движением Корсикано-Сардинской микроплиты и с формированием горно-складчатых систем Западных Альп и Пиренеев. Более далекая периферия соответствующих этому потоку литосферных разломов определенным образом повлияла на формирование крупнейших структурных элементов Сахарской плиты.

3. С эпицентром мантийного потока, расположенным у северного ограничения залива Таранто, по существу, связано лишь формирование Центрально-Адриатической впадины. Не исключена возможность, что выделение рассматриваемого эпицентра обусловлено разбросом областей сходимости спирально-логарифмических разломов из-за неточности восстановления их положения и что ограничения Центрально-Адриатической впадины в действительности связаны с разломами, исходящими из двух следующих эпицентров мантийных потоков.

4. Эпицентр мантийного потока, расположенный в районе Мессинского пролива, является одним из наиболее активных в пределах Средиземноморского региона. Это подтверждается исключительно кучным скоплением эпицентров землетрясений в Мессинском проливе, непрерывно продолжающейся здесь вулканической деятельностью (Этна) и некоторыми другими факторами. Литосферные разломы, сходящиеся в эпицентре описываемого мантийного потока, обусловили формирование горно-складчатой системы Апеннин, обособление плиты Тирренского моря, микроплиты юго-западной Сицилии, восточное и южное ограничения восточных отрогов складчатой системы Атласов.

5. С эпицентром мантийного потока, расположенным у восточного побережья Адриатического моря, несколько южнее Дурреса, связана система литосферных разломов, обрамляющих Ионическую литосферную плиту. Этот район совпадает с участком тройного сочленения полосовых зон концентрации эпицентров землетрясений и так же, как предыдущий, отличается исключительно плотным скоплением последних.

6. С эпицентром мантийного потока, расположенным в районе между турецким побережьем Восточного Средиземноморья и Ликийским подводным плато, связаны разломы, ограничивающие Динаридо-Элленидскую горно-складчатую систему, Эгейскую плиту, западную периферию Восточно-Средиземноморской плиты и горно-складчатую систему Западного Тавра. По сейсмологическим данным здесь также фиксируется тройное сочленение полосовых зон концентрации эпицентров землетрясений при исключительно плотном их скоплении.

7. С эпицентром мантийного потока, расположенным в северной вершине залива Искандерон, связаны обособление Кипрской микроплиты и формирование разлома, ограничивающего Восточно-Средиземноморскую плиту с востока и юга. С этим же эпицентром связаны разломы, ограничивающие южные фронты горно-складчатых сооружений Таврида.

8. Эпицентр мантийного потока, расположенный в северо-восточной части Ирака, обусловил западное и южное ограничения горно-складчатой системы Загроса.

Наконец, в пределах рассматриваемого региона намечаются зоны литосферных разломов, ограничивающие Красноморскую рифтовую систему и рифтогенную зону залива Акаба — Мертвого моря и связанные с эпицентром мантийного потока, расположенного в Аденском заливе, а также разломы, которые, судя по сейсмологическим данным [7], являются трансформными разломами системы Срединно-Атлантического хребта.

Таким образом, в пределах Средиземноморского региона и обрамляющих его территорий помимо известных крупнейших литосферных плит (Западно-Европейской, Аравийской, Сахарской) выделен ряд плит меньшего размера (Иберийская, Тирренская, Ионическая, Эгейская, Восточно-Средиземноморская), а также большое число микроплит (Корсикано-Сардинская, Рифская, Сирта, Срединное Плато, Кипрская, Синайская и др.).

В целом в исследуемом регионе глубины до поверхности Мохоровичича варьируют в пределах от 10 до 50 км и более. Наименьшие мощности земной коры (~ 10 км) отмечаются в центральных частях субокеанических плит. Континентальные плиты характеризуются умеренными мощностями коры (~ 35—45 км). Промежуточные мощности порядка 25—35 км характерны для большинства выделяемых микроплит. Наибольшие мощности земной коры (45—50 км и более) свойственны геосинклинальным областям и центральным частям древних щитов. Характер рельефа поверхности Мохоровичича качественно четко свидетельствует об изостатической уравновешенности отдельных плит и крупных блоков земной коры.

Поле остаточных аномалий силы тяжести было использовано для расчета форм погребенного фундамента. Помимо изогипс поверхности фундамента (проведенных с сечением 1—2 км) на этой карте показаны положения основных нарушений в фундаменте, четко выделяемых по геологическим и геофизическим данным и предполагаемых, а также зоны обнажения кристаллических комплексов.

Следует оговорить, что это карта рельефа некоего гетерогенного кристаллического комплекса, который в основном совпадает с поверхностью

докембрийских пород, но в ряде случаев может существенно отклоняться от нее. В качестве примеров таких отклонений можно указать на аномальное строение земной коры в полосе Восточно-Средиземноморского вала, где на острове Кипр за картируемую поверхность принята поверхность основных изверженных пород офиолитового комплекса, на систему прогибов среднего течения Нила, которые, возможно, выполнены не фанерозойскими, а докембрийскими синорогенными осадочными образованиями, на акватории глубоких частей Средиземного моря в целом, где (в свете концепции новой глобальной тектоники) поверхностью кристаллических пород должна являться поверхность относительно молодых (предположительно верхнеюрских или еще более молодых) кристаллических новообразований коры субокеанического типа, и т.п. Но во всех случаях основным предположением является то, что картируемая по геофизическим данным поверхность является границей существенного изменения физических и геологических свойств в земной коре, разделяющей неметаморфизованные или слабо метаморфизованные породы осадочного комплекса от подстилающих (в отдельных случаях выходящих на дневную поверхность) глубоко метаморфизованных или изверженных пород.

Рассмотрим кратко особенности строения фундамента в пределах основных литосферных плит и микроплит.

Западно-Европейская литосферная плита. Выполнение каких-либо структурных построений в пределах Западной Европы не входило в задачу излагаемых исследований, и рассмотрение периферии Западно-Европейской литосферной плиты производится лишь постольку, поскольку эти районы входят в рамки региона, очерченного прямыми линиями. О характере строения поверхности фундамента в пределах Пиренейского и Апеннинского полуостровов будет сказано ниже.

Южная граница Западно-Европейской литосферной плиты проходит вдоль горно-складчатых систем Пиренеев, Западных Альп, Динарид и Элленид, ограниченных зонами крупнейших литосферных разломов. Далее к востоку эта граница раздваивается, огибая плиту Эгейского моря с юга и севера, и эти ветви, очевидно, сочленяются с зонами разломов, ограничивающих горно-складчатые системы Таврид и Понтид соответственно.

Иберийская литосферная плита. На основной части Пиренейского полуострова была выявлена довольно устойчивая связь между аномалиями силы тяжести и глубиной до поверхности погребенного складчатого герцинского комплекса, что и позволило провести здесь изогипсы этой поверхности. Лишь на западном побережье Пиренейского полуострова (в пределах мезозойского прогиба Португалии) и в прилегающей части акватории Атлантического океана предположительно удалось отождествить глубины, получаемые по методу статистической корреляции, с глубинами до кристаллического фундамента.

Апеннинская литосферная плита. Территория Апеннинского полуострова представляет собой, скорее всего, обособленный блок литосферы континентального типа, история тектонической эволюции которого не вполне ясна. Несомненно лишь то, что обособление этой плиты явилось результатом интенсивных взаимных перемещений литосферных блоков

в Средиземноморском регионе, сопровождаемых новообразованием коры субокеанического типа в пределах наиболее глубоководных впадин и формированием геосинклинальных поясов вдоль окраин континентальных фрагментов литосферы. Для этой территории мы ограничились качественной характеристикой формы поверхности фундамента, включающей обозначение местоположения зон основных нарушений его поверхности и контуров четко фиксируемых структур, совпадающих с наиболее значительными остаточными аномалиями силы тяжести.

Алжиро-Прованская литосферная плита. Основная ее площадь характеризуется сочетанием двух взаимно перпендикулярных простираний: в западной части выделяемые по поверхности фундамента структуры имеют субширотное направление, а примерно на долготе 6° они срезаются субмеридиональной структурой Алжиро-Прованского вала, протягивающегося через всю центральную часть Алжиро-Прованской котловины.

Корсикано-Сардинская микроплита. Строение этой микроплиты с корой континентального типа представляется достаточно простым: на ней выделяются два приподнятых блока (Корсиканское и Сардинское поднятия), в пределах которых кристаллические комплексы обнажаются на дневной поверхности. Эти два блока разделены разрывным нарушением, очевидно, грабенообразного типа. Северной периферии микроплиты соответствует весьма глубокая впадина Лигурийского моря.

Тирренская литосферная плита. Поверхность кристаллического фундамента в пределах Тирренской плиты образует одну большую впадину, слегка вытянутую в субширотном направлении. В целом Тирренская впадина оконтуривается изогипсой с отметкой 6 км, а наиболее погружена ее юго-восточная часть. Вполне вероятно, что поверхность кристаллических пород в рассматриваемом районе имеет значительно более сложное строение, однако в пределах допустимого сечения изогипс эти детали структуры выявить не удастся.

Микроплита Юго-Западной Сицилии и прилегающие районы. Сицилийский район Средиземноморья являлся, очевидно, одним из тех участков, где весьма интенсивно проявлялись тектонические движения различных направлений, что привело к формированию здесь весьма сложного конгломерата микроплит и блоков. В пределах Сицилии выделяются две основные структуры: очень глубокая Сицилийская впадина и платформа Рагуза. К югу от Сицилии в поверхности фундамента вырисовывается часть примерно изометричного Мальтийского поднятия, а на юго-западной периферии микроплиты намечаются контуры Центрального грабена. Между микроплитой Юго-Западной Сицилии и Тирренской плитой располагается Южно-Тирренское подводное плато, характеризующееся относительно спокойным залеганием поверхности фундамента.

Микроплита Сирта. В северо-западной ее части выделяется довольно крупное поднятие Керкена; к востоку от него очерчивается Южно-Мальтийское поднятие, составляющее вместе с собственно Мальтийским поднятием единую и тоже довольно крупную положительную структуру. В юго-восточной части микроплиты Сирта располагается впадина Северный Сирт — морское продолжение континентальных впадин Сирта.

Ионическая литосферная плита. Она характеризуется в целом значительной глубиной погружения кристаллических пород и разделяется на ряд блоков. Наиболее крупным блоком является Восточно-Сицилийская впадина, в пределах которой, в свою очередь, выделяются более мелкие прогибы и поднятия. В восточной половине Ионической плиты выделяются Северо-Гелленская впадина, представляющая собой северо-западное окончание Гелленского глубоководного желоба, северо-западное окончание Восточно-Средиземноморского вала и Северо-Киренаикская впадина.

Микроплита Срединного Плато. Здесь располагаются продолжения структур, выделенных в восточной части Ионической плиты. С севера на юг последовательно сменяют друг друга Критское поднятие, Южно-Критский прогиб, поднятие Срединного Плато и впадина Ливийского желоба. Все эти структуры продолжаются в восточном направлении и смыкаются с одноименными структурами, выделяемыми в пределах Восточного Средиземноморья.

Центрально-Адриатическая микроплита и прилегающие районы. Акватория восточной половины Адриатического моря, включая область Центрально-Адриатической микроплиты, характеризуется погружением поверхности кристаллических пород. Этот Восточно-Адриатический прогиб с запада и востока ограничен зонами разрывных нарушений, отделяющих его от Апулийской платформы и горно-складчатой системы Динарид. В южном направлении прогиб заметно сужается и, очевидно, замыкается примерно на широте 40° .

Эгейская литосферная плита. В пределах этой плиты, лишь частично захваченной исследованиями, возможно обозначить контуры Северо-Критского прогиба и нескольких структур, расположенных к северу от последнего. В отрицательных структурах этой области глубина до поверхности кристаллического фундамента превышает 8 км. Вполне допустимо, что в центральной части Эгейского моря поверхность кристаллических пород погружена на еще большую глубину.

Сахарская литосферная плита. Это крупнейший структурный элемент в пределах рассматриваемого региона простирается на юг далеко за пределы последнего. Северная граница плиты совпадает в западной части с северным ограничением складчатой системы Атласов вплоть до ее пересечения с Центральным грабнем Средиземноморья, а затем уступообразно (по зоне разрывов, ограничивающих микроплиту Сирта с восточной стороны) смещается к югу и в дальнейшем продолжается на восток в субширотном направлении вдоль ливийско-египетского побережья Средиземного моря. Западная граница Сахарской плиты в основном совпадает с континентальным склоном ложа Атлантического океана, а на востоке плита ограничивается структурой рифтовой системы Красно-го моря.

Судя по сейсмическим данным и данным расчетов по методу статистической корреляции складчатым структурам Атласид соответствует прогиб поверхности кристаллического фундамента до глубин 5–6 км. Учитывая гипсометрию атласских горных сооружений, можно утверждать, что общая мощность надкристаллической складчатой толщи составляет здесь примерно 7–8 км. Складчатость такой мощной толщи может возникнуть

только под воздействием сильнейших боковых сдвигающих напряжений, которые, очевидно, имели место в эпоху последнего наибольшего сближения Европейской и Африканской (Сахарской) литосферных плит.

К югу от складчатой области Атласид развиты в основном типично платформенные структуры.

В пределах восточной части Сахарской плиты намечается ступенчатое воздымание поверхности кристаллических пород по направлению к внутренним частям Африканского континента [8], а на крайнем ее востоке отчетливо проявляются структурные направления субмеридионального простиранья, связанные с образованием рифтовой системы Красного моря.

Синайская микроплита. В ее пределах трассируются продолжения нарушений, разграничивающих ступени восточной части Сахарской плиты, а в восточной части ориентация структур подвержена влиянию тектонических движений, имевших место в процессе формирования рифтогенной зоны залива Акаба и Мертвого моря.

Восточно-Средиземноморская литосферная плита. Здесь наиболее четко выделяется линейная зона Восточно-Средиземноморского вала, к югу от которого располагаются очень глубокие (до 10–12 км) прогибы впадины Геродота и Финикийской. В северо-западной части плиты фиксируется ряд структур, имеющих в целом ЮЗ–СВ простиранье.

Кипрская микроплита. Для нее характерно наличие крупного Кипрского поднятия с выходом на поверхность кристаллических пород офиолитового комплекса, которое обрамлено с севера и юга очень глубокими впадинами (до 12–14 км). В свете полученных данных следует поддержать точку зрения Р. Силлитое [5] о том, что в районе Кипра происходит субдукция северного края Восточно-Средиземноморской плиты под надвигающийся с севера турецкий фрагмент Европейской плиты.

Аравийская литосферная плита. В западной ее части преобладают ЮЗ–СВ простиранья, а фиксируемые нарушения того же направления позволяют разделить эту территорию плиты на шесть фрагментов: северную часть Северо-Аравийской антеклизы, Пальмирский авлакоген, южную часть Северо-Аравийской антеклизы, Северо-Аравийскую синеклизу, Центрально-Аравийскую антеклизу и синеклизу Руб-эль-Хали. Эти структуры, в отличие от аналогичных структур Сахарской плиты, по среднему гипсометрическому уровню представляют собой чередование приподнятых и опущенных блоков, что, очевидно, отражает большую дифференцированность движений в пределах Аравийской плиты.

В восточной части Аравийской плиты выделяется крупная синклиорная структура Месопотамского краевого прогиба, сформировавшегося перед юго-западным фронтом горно-складчатых сооружений Загроса и отделенного от последнего зоной глубинных разломов, примерно совпадающей с известной линией Главного Загросского надвига. Протяженность прогиба в пределах территории исследований превышает 800 км, а максимальная ширина достигает 400 км. Продольные нарушения разделяют Месопотамский прогиб на три части: платформенное крыло шириной до 200 км, где основные структуры имеют близкие к изометричным формы, относительно узкую (40–60 км) и наиболее погруженную (до

10–14 км) осевую часть и геосинклинальное крыло (миогеосинклинальную зону Загроса) шириной 100–120 км. Осевая часть и геосинклинальное крыло прогиба характеризуются преобладанием структур линейного типа.

В пределах крупных фрагментов Аравийской плиты, как и в пределах других охарактеризованных плит и микроплит, выделяется целый ряд структур второго и третьего порядков. Перечислять названия этих структур и давать их характеристику в рамках этой статьи не представляется возможным. Отметим только, что значительная часть из них ранее не выделялась.

Говоря о карте рельефа фундамента в целом, хотелось бы подчеркнуть, что это фактический материал интерпретации региональных геофизических данных. Главным ее достоинством является то, что она составлена на единой методологической основе для весьма большой территории (около 12 млн. км²) и позволяет получить общее и единообразное представление о геологической структуре всего региона.

А B S T R A C T

The scheme of deep crustal structure and the map of basement relief were compiled for Mediterranean region and adjacent territories according to regional geophysical (mainly gravity) data. The scheme of deep crustal structure shows the contour lines of Moho depth (with contour interval 5 km) as well as the position of major lithospheric spiral–logarithmic faults which separate the different plates and microplates. The basement relief map shows, except the basement depth (with contour interval 1–2 km), distinctively defined by geological and geophysical features faulting zones and supposed ones and also the outcrops of crystalline complexes. Brief description of main peculiarities of Moho and basement relief is given.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Брюсов Б.А. Интерпретационные возможности метода статистической корреляции гравиметрических и сейсмических данных. — В кн.: Геофизические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964; сб. 1, с. 136–153.
2. Брюсов Б.А. Некоторые вопросы геологической интерпретации региональных геофизических данных. — Там же. М.: Изд-во МГУ, 1966, сб. 2. с. 135–141.
3. Брюсов Б.А. Глубинное строение земной коры Восточного Средиземноморья по геофизическим данным. — В кн.: 1-й съезд советских океанологов. Геология морей и океанов. Тез. докл. М.: Наука, 1977, с. 20.
4. Бурек П.В. Влияние процессов раздвигания морского дна в Аденском заливе и в Красном море на структуру Аравийского щита. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 26–37.
5. Новая глобальная тектоника /Под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1974. 472 с.
6. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
7. Beuzart P. Sismicité du bassin Méditerranéen et des régions environnantes. — Stud. techn. si econ. Inst. geol. si geofiz., ser. D, 1975, N 10, p. 271–274.
8. Brioussov B.A. Tectonic division and definition of basement relief in the Northern U.A.R. according to gravity and magnetic data. — In: Abstracts of paper presented

- at the 6th annual meeting of the Geological Society of Egypt. NIDOC, Cairo, U.A.R., 1968, p. 12—14.
9. *Caire A.* Tectonique spirale en Méditerranée Centrale. — C.R. Acad. Sci. Paris, 1974, 278 D, p. 3165—3167.
 10. *Jones E.J.W., Funnell B.M.* Association of a seismic reflector and Upper Cretaceous sediment in the Bay of Biscay. — Deep-Sea Res., 1968, vol. 15, p. 701—709.
 11. *Laughton A.S.* The Gulf of Aden. — Phyl. Trans. Roy. Soc. London, 1966, A259, N 1099, p. 150—171.
 12. *Schult A.* Paleomagnetism of Cretaceous and Jurassic volcanic rocks in West Sicily. — Earth and Planet. Sci. Let., 1976, vol. 31, N 3, p. 454—457.
 13. *Woodside J.M.* Tectonic elements and crust of the Eastern Mediterranean Sea. — Mar. Geophys. Res., 1977, t. 3, N 3, p. 317—354.

УДК 550.3

А.Н. ХРАМОВ, В.П. РОДИОНОВ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ РУССКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

Палеомагнитные направления и соответствующие им палеомагнитные полюса, вычисленные исходя из предположения о дипольности древнего геомагнитного поля, в настоящее время широко используются для изучения разномасштабных явлений глобальной тектоники — от деформаций, связанных с формированием складчатых поясов, до дрейфа континентов [1, 2, 4, 7, 13]. Одним из важнейших направлений этих исследований, в котором сконцентрировались наиболее актуальные проблемы интерпретации палеомагнитных данных, является исследование истории горизонтальных движений, сформировавших современную структуру литосферы северной части Евразии, и прежде всего истории движений Русской и Сибирской платформ в течение палеозоя.

Вопрос о применении палеомагнитных методов для исследования этого круга явлений возник еще в начале 60-х годов, когда впервые были получены и проанализированы временные ряды палеомагнитных определений по палеозою Русской и Сибирской платформ [10, 11]. Тогда же было показано, что эти ряды могут быть согласованы между собой в том случае, если считать, что обе платформы не только двигались относительно географического полюса, но и существенно изменяли при этом свое взаимное расположение — по крайней мере в течение раннего палеозоя [11]. Позже была выдвинута альтернативная гипотеза, согласно которой расхождение раннепалеозойских палеомагнитных полюсов можно объяснить широким развитием процессов позднепалеозойского перемагничивания на Русской платформе и в ее обрамлении [12]. При этом вопрос о взаимном перемещении Русской и Сибирской платформ в раннем палеозое оставался открытым; обычно предполагалось отсутствие такого перемещения [8, 12].

Современное состояние исследований палеомагнетизма палеозойских и триасовых образований Русской и Сибирской платформ позволяет более детально рассмотреть проблему их горизонтальных движений. Анализ

рядов палеомагнитных определений по этим образованиям, представленных в каталогах [8], показал следующее [7, 8]:

1) палеомагнитные определения на Русской и Сибирской платформах для позднего палеозоя и триаса имеют хорошую внутреннюю сходимость рядов; погрешность средних полюсов по периодам и эпохам составляет $A_{95} = 3 \div 11^\circ$;

2) низкая достоверность рядов палеомагнитных определений в интервале силур — ранний карбон связана с позднепалеозойским перемагничиванием этих образований; подтверждением этому служат две группы палеополюсов для этого интервала;

3) палеомагнитные ряды по раннему палеозою Сибирской платформы обладают высокой достоверностью ($A_{95} = 3 \div 8^\circ$);

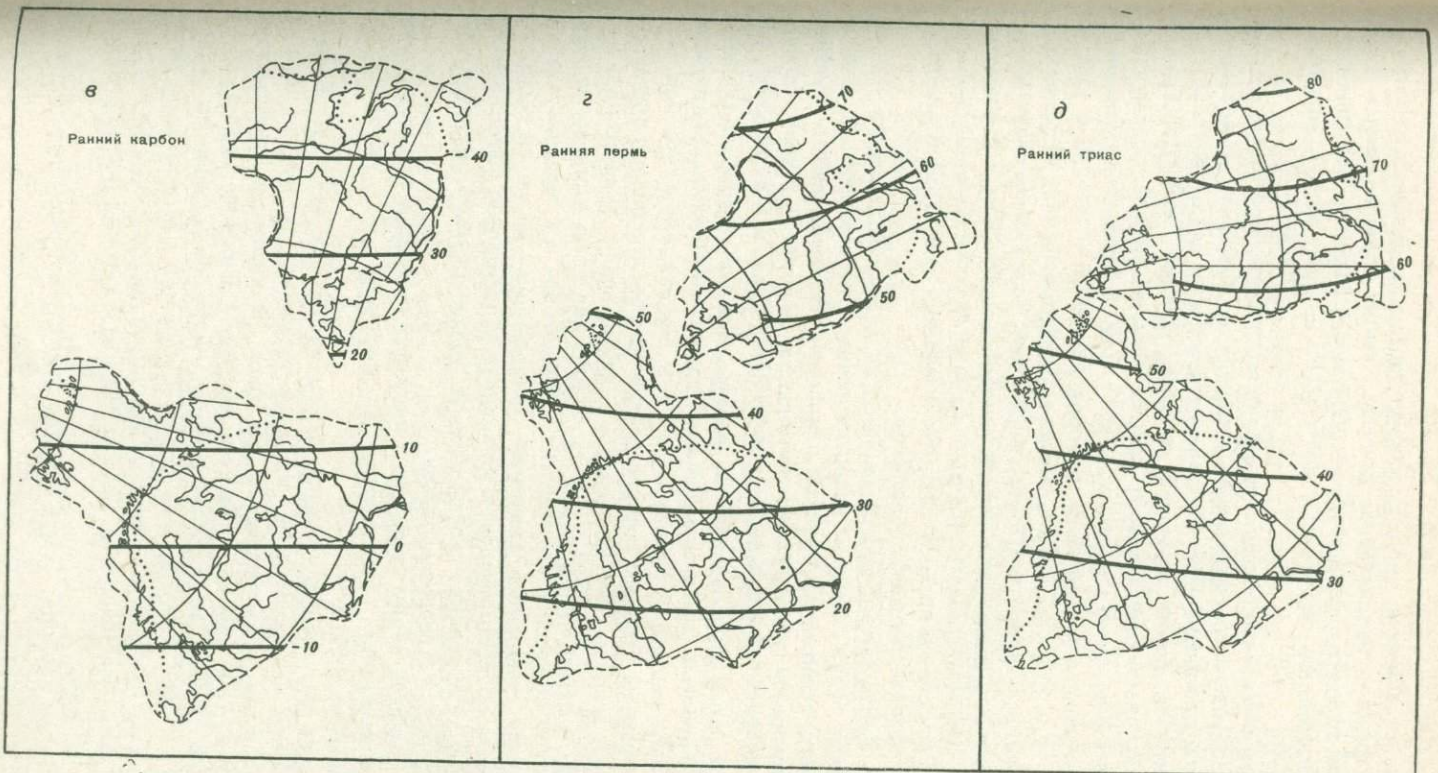
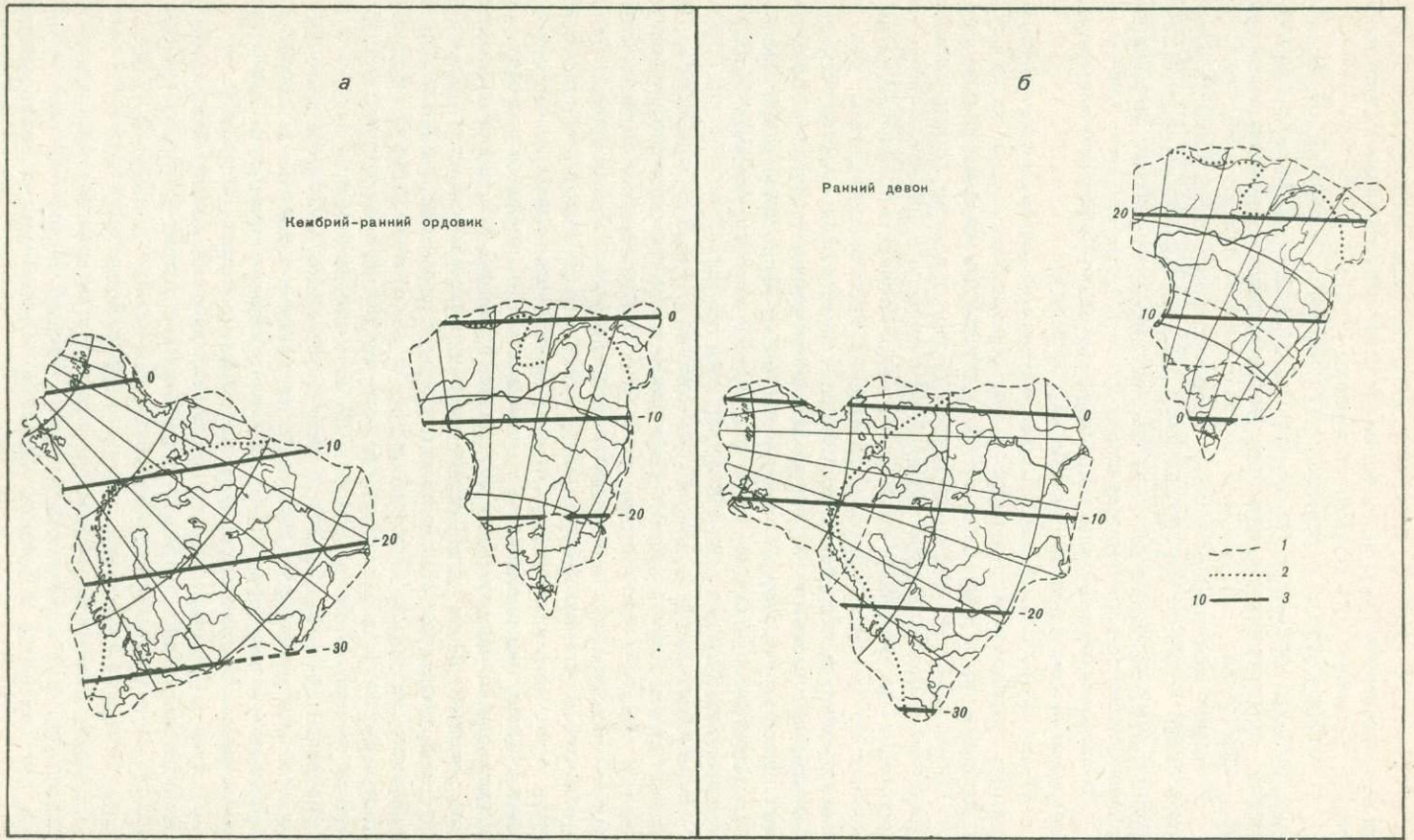
4) для раннего палеозоя Русской платформы достоверность палеомагнитных определений невысока и эти определения плохо согласуются с данными по ее обрамлению (Уралу, Чешскому массиву, Шотландии).

Таким образом, основные трудности при изучении горизонтальных движений обеих платформ по-прежнему связаны с двойственностью информации по среднему палеозою и недостаточностью палеомагнитных данных по раннему палеозою собственно Русской платформы. Тем не менее, приняв для определенности группу полюсов II в качестве истинных для среднего палеозоя [8] и учтя данные по раннему палеозою обрамления Русской платформы, можно составить непротиворечивую модель горизонтальных движений обеих платформ и реконструировать их взаимное расположение для ряда эпох палеозоя и триаса.

Реконструкции выполнялись на основе следующих принципов. Палеомагнитное поле считалось дипольным, и все реконструкции выполнялись так, что дипольность поля была обеспечена: палеомагнитные полюса совмещены, а палеомагнитные параллели согласованы. Далее учитывалось, что палеомагнитные реконструкции взаимного положения двух плит, движущихся друг относительно друга, всегда имеют долготную (вернее, палеодолготную) неопределенность, и для ее преодоления и уменьшения неоднозначности решения был введен принцип минимизации относительных (дифференциальных) горизонтальных движений. Наконец, последним можно назвать принцип непротиворечивости: нельзя допускать на картах "наложения" или выпадения структур возраста карты или более древних; кроме того, реконструкции должны укладываться в глобальные реконструкции для соответствующих эпох. Этот последний принцип выступал в роли контрольного, корректирующего: в необходимых случаях вводились поправки в широтные и долготные расположения платформ. При этом все поправки никогда не выходили за пределы погрешностей определений палеомагнитных полюсов.

Таким образом, история горизонтальных движений Сибирской и Русской платформ выглядит следующим образом. В начале кембрия Сибирская платформа была расположена в южном полушарии и ориентирована современным своим южным краем на север (рис. 1,а).

С того времени платформа двигалась на север и к концу ордовика переместилась из широтного пояса $30-10^\circ$ ю.ш. в пояс 5° ю.ш. -15° с.ш., т.е. прошла путь в 25° (около 3000 км). В дальнейшем платформа при-



Р и с. 1. Реконструкции расположения Сибирской и Русской платформ для разных эпох
 1 — граница эпигерцинской платформы; 2 — граница докембрийской платформы; 3 — палеомагнитные параллели

ближается к северному полюсу своим западным (ныне восточным) краем, в триасе проходит мимо полюса и таким образом меняет свою ориентацию относительно полюса на обратную. Западный, Верхоянский, ее край становится восточным, восточный, Енисейский, — западным (рис. 1, в—д).

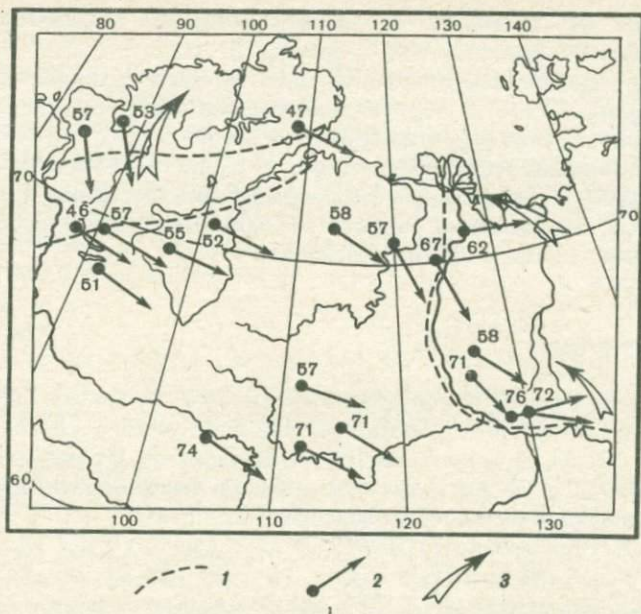
Палеомагнитные реконструкции расположения Русской платформы в раннем палеозое встречают немалые трудности. Как уже указывалось, для Русской платформы и ее обрамления возможны два варианта миграционной кривой, соответствующие группам полюсов I и II. Собственно на Русской платформе имеются только палеомагнитные определения для раннего ордовика Прибалтики, но и там встречены направления, соответствующие двум полюсам с координатами $\Phi = 37^\circ$, $\Lambda = 137^\circ$ и $\Phi = -13^\circ$, $\Lambda = 133^\circ$ [7]. Две группировки палеомагнитных полюсов и в обрамлении Русской плиты (Приуралье, Англия, Чешский массив). Поэтому возможны два варианта реконструкций для Русской и Сибирской платформ. Нетрудно видеть, что один из них, соответствующий данным по Англии и частично по Уралу, требует изменения традиционно принятой полярности раннепалеозойских полюсов.

Выбор между этими двумя вариантами может быть сделан только тогда, когда будут получены непротиворечивые палеомагнитные данные для раннего палеозоя на Русской платформе. Не менее важно изучение обоих отделов силура на Сибирской платформе и продолжение исследований девонских образований на обеих платформах и в их обрамлении. Только в итоге этой специальной работы, которая потребует больших усилий, проблема раннепалеозойских палеомагнитных реконструкций сможет быть решена. В принятом варианте реконструкции Русская платформа в раннем палеозое располагалась в южном полушарии в приэкваториальных широтах. В конце силура — начале девона экватор проходил по Уралу. В дальнейшем Русская платформа двигалась в общем на север с поворотом по часовой стрелке. В турнейский век и в середине карбона происходили возвратные движения со смещением на юг, к экватору. Наибольшие скорости смещения платформы относительно полюса приурочены к концу ордовика — началу силура, середине девона, началу карбона, концу перми — среднему триасу.

Этот вывод в целом совпадает с оценками скоростей миграции полюсов и перемещения платформы, полученными А.Я. Кравчинским и В.П. Апариним [1, 6].

Большое значение для познания горизонтальных движений Русской и Сибирской платформ имеет изучение тектоники окраинных областей этих платформ и сопредельных регионов. В частности, представляют большой интерес данные по раннему ордовику Чешского массива. На их основании можно предполагать поворот Чешского массива по часовой стрелке на 30° и отодвигание его от Сибирской платформы к западу примерно на 1000 км [4]. Остается открытым вопрос о том, происходили ли эти движения Чешского массива вместе с Русской платформой или самостоятельно.

В позднем карбоне — ранней перми, судя по палеомагнитным данным, происходит поворот ряда блоков в пределах Уральского складчатого



Р и с. 2. Раннемезозойские палеомагнитные направления Сибирской платформы и ее обрамления

1 — граница эпигерцидской платформы; 2 — палеомагнитные направления и палеомагнитные широты; 3 — направление поворота

пояса [5]. Несколько раньше, в интервале от позднего силура до раннего карбона, Алтае-Саянская складчатая область испытывает поворот по часовой стрелке по отношению к Сибирской платформе и смещается к северу [9].

Палеомагнитные направления для мезозойских образований Западного Приверхоянья в пределах $64-67^\circ$ с.ш. подразделяются на две группы. Эти группы могут быть согласованы только в том случае, если предположить поворот южной части и северной оконечности Верхоянской дуги против часовой стрелки на $50-60^\circ$ в юрское и раннемеловое время, в доюрское время эта дуга имела меридиональную ориентировку и линейную в плане форму (рис. 2).

В свете всех этих данных история взаимных горизонтальных перемещений Русской и Сибирской платформ выглядит так (см. рис. 1). В раннем палеозое Сибирскую платформу отделяло от Русской значительно более широкое пространство, чем сейчас. Затем, вместе с движением этих плит на север, началось их косое сближение, которое сопровождалось поперечным сжатием Уральской геосинклинали и разворотом против часовой стрелки некоторых блоков в ее пределах. В это же время Алтае-Саянская область испытывает поворот по часовой стрелке и в раннем карбоне примыкает к Сибирской плите. Сближение Русской и Сибирской платформ достигло максимума в пермское время. В триасе Сибирская платформа несколько отодвинулась от Русской своим теперешним северным

краем. Тогда же произошло отодвигание Таймыра и сформировался Енисейско-Хатангский рифтогенный прогиб [3]. В юрское время к восточному краю Сибирской платформы приключается Верхоянская дуга и формируется S-образный Верхоянский складчатый пояс. В дальнейшем взаимное расположение всех этих блоков не меняется.

Как было указано выше, предлагаемая интерпретация палеомагнитных данных оставляет значительную неопределенность в оценке масштабов относительных перемещений Русской и Сибирской плит, и проблема в целом подлежит дальнейшему исследованию.

ABSTRACT

The analyses of a set of paleomagnetic definitions for Russian and Siberian plates made it possible to point out the main features of the history of their horizontal movements during Phanerozoic age. At the early Cambrian time the Siberian plate was located in the Southern hemisphere and directed to the north by its recent southern end.

Since that time and up to late Ordovician age this plate was moving to the north and changed its position from the belt of latitude $30-10^{\circ}$ South to the belt of latitude $5-15^{\circ}$ North, i.e. have passed to about 3000 km. At Middle and Late Paleozoic time the Siberian plate draws nearer the North Pole with its western (now eastern) edge, at the Triassic time it passes the Pole and so changes its orientation concerning the pole to the opposite one.

The Russian plate in the early Paleozoic time was situated in the southern hemisphere. In the end of Silurian and early Devonian time the equator ment along the Urals. Later this plate moved to the north with the clockwise rotation. The Tournaisian and middle Carbonian time are characterized by the movements back to the equator. The maximum displacement speed must be considered at the end of Ordovic, early Silurian, middle Devonian, the beginning of Carboniferous and at the end of Permian to middle Triassic.

In the early Paleozoic time the Siberian plate was devided from the Russian plate by the much more wide space then now.

Then, these plates began to draw together and move to the north, which was followed cross contraction of the Ural geosyncline and rotation of some of its blocks counter clockwise. The maximum drawing together of the Russian and Siberian plates occurred in the Permian time.

In the Triassic time the Siberian plate somewhat moved apart from Russian plate with its present north edge. The drawing uplart of Tajmir and forming of Jenisey-Khatangsky through riftigenic.

Later, the disposition of all these blocks doesn't change. During the Jurassic period the Verkhojanskaya arc was added to the eastern end of Siberian plate and secondary curved the S-type Verkhojansky folded belt was formed.

Just at the same time Altaj-Sajan belt makes a turning clock-wise and joint Siberian plate in the early Carboniferous time.

The suggested interpretation of paleomagnetic data is based on the principals of central axial dipole and minimal displacement.

It is also based on the group of 11 Paleozoic poles of Russian plate.

This is why there is a certain uncertainty in the comprehension of the general picture and scale of relative of Russian and Siberian plates. There is a great necessity to accumulate further paleomagnetic data and particularly the data on the early Paleozoic rocks of Russian plate and middle Paleozoic rocks of Siberian plate.

The problem of paleomagnetism during the middle Paleozoic time should be studied separately in its rocks magnetic and geomagnetic aspects.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апарин В.П., Веденков В.С. Периодические изменения скорости перемещения палеомагнитных полюсов в фанерозое. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 415—416.
2. Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
3. Гусев Б.В. К вопросу о генезисе мезокайнозойских впадин центральной части Советской Арктики (на примере Енисей-Хатангского прогиба). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1972, вып. 7, с. 68—81.
4. Дрейф континентов / Под ред. Г.Н. Петрова. М.: Наука, 1976. 202 с.
5. Иванов Н.А. Использование палеомагнитных методов для определения некоторых элементов тектоники горных пород Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 52—54.
6. Кравчинский А.Я. Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М.: Недра, 1977. 102 с.
7. Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Л.: ВНИГРИ, 1977. 153 с.
8. Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974. 236 с.
9. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Л., 1971, вып. 1; М., 1973, вып. 2; М., 1975, вып. 3; М., 1978, вып. 4.
10. Форш Н.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми. — ДАН СССР, 1961, т. 137, № 1, с. 151—158.
11. Храмов А.Н., Родионов В.П., Комиссарова Р.А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. — В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965, с. 206—213.
12. Creer K.M. Palaeozoic palaeomagnetism. — Nature, 1968, vol. 219, N 5151, p. 246—250.
13. McElhinny M.W. Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge, 1973. 358 p.

УДК 550.3

К.Ф. ТЯПКИН

НОВАЯ РОТАЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Последние десятилетия характеризуются активным изучением океанических пространств геофизическими методами. В процессе исследований обнаружены специфические линейные аномалии "зубрового" типа, практически не встречавшиеся в пределах континентов. Эти аномалии интерпретируются как результат растяжения земной коры океанического типа

[7, 9]. Открыт новый класс разломов, получивших наименование трансформных [10].

Заметные успехи изучения палеомагнитных свойств пород позволяют восстанавливать положения магнитных полюсов в различные геологические эпохи. Обнаружилась интересная закономерность. Кривые миграции полюсов, полученные по палеомагнитным данным на разных континентах, не совпадают между собой. Причем наблюдаемое расхождение тем более, чем отдаленнее рассматриваемая эпоха.

Перечисленные выше закономерности, а также известные факты подобия береговых линий материков непонятны с позиций господствовавшей тектонической концепции геосинклиналей и платформ. Необходимость их объяснения привела к возрождению идеи А. Вегенера о дифференциальном перемещении участков литосферы и созданию концепции новой глобальной тектоники, или тектоники плит. В нашей литературе достаточно полное изложение этой концепции можно найти в работе [6].

Основные ее постулаты, являющиеся следствиями интерпретации перечисленных выше фактических данных, сводятся к следующему.

1. Литосфера Земли состоит из некоторого числа блоков (плит). Плиты представляют собой преимущественно участки океанического дна с находящимися на них континентами (или их частями).

2. Плиты испытывают горизонтальные перемещения одна относительно другой по астеносфере. Место возникновения перемещения (раздвиг) совпадает с разделяющей плиты рифтовой зоной (срединным океаническим хребтом). На противоположном конце предполагается погружение плиты под континент или островную дугу вдоль зон Беньофа. Границами движущихся плит являются трансформные разломы, ориентировка которых определяется положением полюсов разрастания.

3. Перемещение плит по астеносферному слою является основой развития земной коры и ее генеральных структур. Вдоль границ плит сосредоточена вся тектоническая, вулканическая и сейсмическая активность Земли.

Идеи тектоники плит в относительно короткий срок получили достаточно широкое распространение. По-видимому, одной из главных причин сравнительно легкого отказа исследователей от господствовавшей концепции геосинклиналей и платформ является неспособность ее объяснить многие факты и закономерности, присущие не только океаническим пространствам, но и континентам.

В процессе исследований геолого-геофизическими методами тектоники докембрия Украинского щита установлены важные закономерности в пространственном расположении разломных структур [2, 4, 5]:

1) региональные разломы на щите располагаются не произвольно, а укладываются в определенные системы;

2) каждая система характеризуется выдержанностью азимутов простирания разломов, их взаимной ортогональностью, выдержанностью интервалов между разломами одного порядка;

3) разломы разных систем, как правило, отличаются друг от друга геологическими особенностями и временем заложения, но образуют подобные между собой геометрические сетки, развернутые одна по отношению к другой на некоторый угол;

4) наблюдается определенная взаимосвязь между разломными и складчатыми структурами.

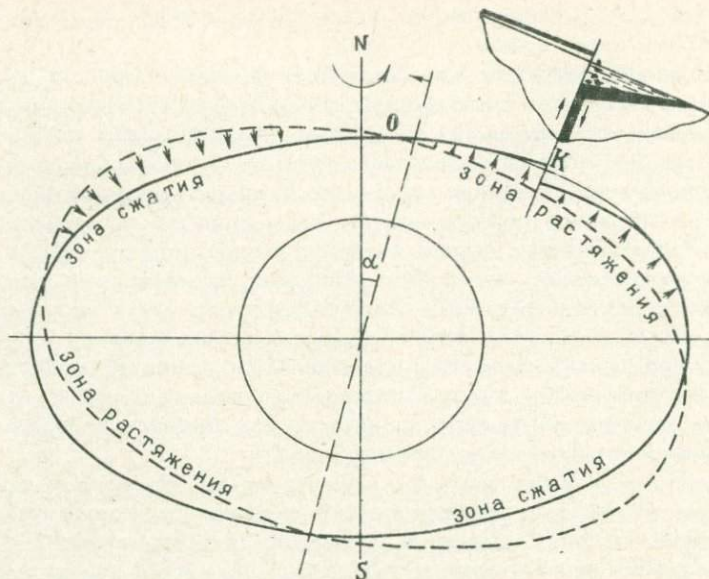
Судя по литературным данным [1], такие закономерности наблюдаются на других щитах и платформах, т.е. они носят планетарный характер. Эти закономерности не могут быть объяснены ни с позиций господствовавшей концепции геосинклиналей и платформ, ни с позиций новой глобальной тектоники, но они послужили одной из предпосылок для создания новой ротационной гипотезы структурообразования [3].

Новая ротационная гипотеза является в определенном смысле обобщением предложений многих исследователей, занимавшихся изучением влияния ротационного режима Земли на формирование тектонических структур в земной коре. Наиболее изучен вопрос влияния изменения скорости вращения Земли. Нам представляется, что более существенный (но не единственный!) вклад в деформацию земной коры вносит изменение второго параметра ротационного режима Земли — положения оси вращения по отношению к земной поверхности.

Рассмотрим влияние этого фактора подробнее. На рисунке схематически изображены два контура земной поверхности, соответствующие одинаковой скорости вращения Земли, но разному положению осей, отличающемуся на некоторый малый угол α . Штриховой линией показано первоначальное положение Земли, сплошной — новая фигура равновесия Земли, приспособленная к новому положению оси вращения в более позднее время. При поступательном перемещении оси вращения (полюсов) по поверхности Земли в земной коре в двух противоположных квадрантах, в направлении которых происходит это перемещение, образуются зоны сжатия, а в двух других — зоны растяжения.

Представление о качественном распределении напряжений и их разрядке, например, в зоне растяжения можно получить, приняв в первом приближении для малых значений α величину этих напряжений пропорциональной деформациям. В этом случае из рисунка следует, что с удалением от оси вращения напряжения должны возрасти. Увеличение напряжений будет происходить до тех пор, пока они не достигнут предела упругости в определенных точках верхней оболочки (точка K). При последующем увеличении угла α должна произойти их разрядка. Она заключается в возникновении глубинных разломов и таком перемещении по ним блоков земной коры, при котором вновь достигается грубое изостатическое равновесие Земли. При этом внешние контуры отдельных блоков должны располагаться вблизи поверхности равновесия (сплошная тонкая линия на рисунке).

Описанная картина приводит нас к известной схеме формирования геосинклиналей на жестком основании (вверху, справа на рисунке), предложенной с совершенно иных позиций [8]. Выступающие части блоков служат источниками денудации, а погруженные — бассейнами для осадконакопления. Кроме того, появление глубинных разломов способствует активизации магматической деятельности и дополнительному притоку тепла — одного из главных источников энергии метаморфизма горных пород. Таким образом, разрядка напряжений, вызванных преобразованием фигуры равновесия Земли, порождает основные геологические про-



Принципиальная схема, поясняющая основные положения ротационной гипотезы структурообразования

цессы, определяющие формирование не только тектонических структур в земной коре, но и любых комплексов пород, слагающих эти структуры.

Можно показать, что результатом разрядки напряжений, вызванных поступательным перемещением оси вращения Земли, в каждую тектоническую активизацию являются сетки взаимно ортогональных разломов. При последовательном наложении этих сеток наблюдается своеобразный принцип унаследованности, заключающийся в том, что новые разломы и связанные с ними поверхностные структуры складываются частично из новых элементов, а частично из ранее возникших, но так, что осевые линии новых структур сохраняют свое направление.

Анализ траектории движения полюса свидетельствует о том, что это сложная петлеобразная кривая, в которой наряду с компонентой поступательного движения по поверхности Земли можно выделить ряд циклических компонент с широким спектром периодов, начиная от одного земного года до галактического. Циклические компоненты движения полюса определяют смену режимов растяжения и сжатия земной коры во времени, а также тесно связанные с ними направления относительных перемещений блоков по разломам и даже инверсии тектонических режимов. Другими словами, циклическое развитие геологических структур оказывается тесно связанным с циклическим характером траекторий движения полюсов. Несколько подробнее эти вопросы освещены ранее в работе [3].

Все основные положения, на которых зиждется тектоника плит, с позиций новой ротационной гипотезы могут быть объяснены без привлечения значительных горизонтальных перемещений участков литосферы.

Начнем со сходной конфигурации материков. Границы шельфовых зон материков являются зонами разломов земной коры. Их сходная конфигурация вызывает недоумение только с позиций тектонической концепции геосинклиналей и платформ, исходящей из предположения о том, что разломы земной коры располагаются произвольно. Поэтому подобие границ материков вызывает естественное предположение о линиях раскола некогда единого материка.

По новой ротационной гипотезе [3] разломы земной коры располагаются вполне закономерно и для формирования морского бассейна не требуется раздвигания материков или их частей. Достаточно относительного опускания определенных блоков земной коры. Единые законы формирования систем разломов с учетом упоминавшегося принципа унаследованности обеспечивают сходство конфигурации береговых линий материков.

Следующая исходная позиция концепции тектоники плит — "спрединг" морского дна. К представлению о растяжении определенных участков океанического дна геофизики пришли на основании интерпретации линейных магнитных аномалий "збрового" типа [7,9; и др.], встречающихся только в пределах океанов. Эти аномалии соответствуют магматическим образованиям с повышенной намагниченностью, заполняющим трещины зон растяжения земной коры. Но зоны растяжения присущи не только океаническому дну, а наблюдаются и в типично континентальных условиях. Об этом, в частности, свидетельствует поле докембрийских даек на Канадском щите. Если этим дайкам придать намагниченность базальтовых пород, являющихся источником аномалий "збрового" типа в пределах океанов, то получим подобные аномалии в типично континентальной области. Наличие зон растяжения в определенных участках земной коры является прямым следствием ротационной гипотезы, но из нее никак не следует вывод о значительных горизонтальных перемещениях этих участков.

В качестве одной из особенностей океанического дна, позволяющей интерпретировать его "спрединг" как дополнительное доказательство перемещения плит, сторонники тектоники литосферных плит называют наличие трансформных разломов. Результаты наших исследований свидетельствуют о том, что в типично континентальной области на Украинском щите большинство докембрийских разломов имеет вид трансформных.

Наиболее серьезным аргументом в пользу концепции тектоники плит можно было бы считать несовпадение траекторий движения полюсов для разных континентов. К сожалению, для целей палеорекострукций вместо реальных траекторий обычно пользуются так называемыми кривыми миграции полюсов, полученными произвольным осреднением координат виртуальных полюсов, отнесенных к современному геоиду. Можно показать, что правомерность такого подхода весьма необоснованна.

В заключение отметим следующую взаимосвязь рассматриваемых тектонических концепций. В основе плейттектоники лежат представления о перемещении литосферных плит друг относительно друга, а в основе но-

вой ротационной гипотезы — представления о "провороте" мантии (вместе с земной корой) относительно внутреннего ядра. Нам представляется более обоснованным механизм относительных перемещений оболочек Земли в целом по сравнению с их частями. Тем не менее если допустить вопреки изложенному выше возможность дифференциальных перемещений литосферных плит, то должны иметь место важные следствия: 1) дифференциальные перемещения литосферных плит должны привести к изменению положения оси вращения Земли со всеми вытекающими последствиями, предусматриваемыми новой ротационной гипотезой структурообразования; 2) для любой отдельно взятой литосферной плиты должны быть справедливы описанные выше основные положения новой ротационной гипотезы.

ABSTRACT

Specific magnetic zebra-anomalies connected with ocean bottom and the faults of a special transform type were noticed while studying the ocean, s aquatorium during the past decades. Lack of coincidence in the poles location in previous geological epochs was ascertained for different continents and even for their parts when determining the paleomagnetic data. It is difficult to explain the above mentioned natural conformities and well-known cases of continental shore line resemblance by means of the prevailing geosynclines and platforms conception. This brought about the revival of Wegener's ideas about differential displacement of separate parts of the lithosphere and the creation of the new global tectonics or the plate tectonics conception.

At the same time some interesting data about the location of tectonical structures in the Earth's crust were obtained with the help of geologico-geophysical methods when studying the continents: superposed against each other rather regular geometrical fault structure networks, testifying to planetary regularity in their appearance in time and space; a certain inheritance in fault structure formation; close intercommunication between the fault and plicated structures, testifying to the common causes of their origin. Neither the dominant geosynclines and platforms conception nor new global tectonics can explain these regularities. But they are one of the prerequisites of the recently published new rotation hypothesis on structural formation.

The new rotation hypothesis is based upon the ideas of strain discharging arising in the lithosphere with a change in the Earth's axial rotation (at the poles). The pole movement trajectory upon the Earth surface is a complicated loop-like curve composed of progressive and cyclic components of different periods.

The progressive pole movement leads to the appearance of stresses in the lithosphere: in two opposite quadrants in the direction of which this displacement occurs compression zones are formed, while in two others, decompression zones are formed. The cyclic components of the pole movement trajectory determine the periodic changes of compression and decompression regimes at certain parts of the Earth in time.

According to the new rotation hypothesis, the fundamental tenets which the plate tectonics conception is based upon can be explained without using the idea of considerable horizontal displacements of lithosphere blocs.

The general laws of fault systems formation together with the established inheritance principle explain the resemblance of continental shore lines.

The lineal magnetic zebra-anomalies in oceans correspond to the decompression zones of the Earth's crust when the fractures filled with magmatic rocks. One can show that the decompression zones are peculiar not only for the ocean bottom, but for typical continental conditions as well. The availability of decompression zones in some parts of the Earth's crust is the direct consequence of the rotation hypothesis, but the conclusion about considerable horizontal displacement in these sections does not arise at all. The transform faults are not specific for the ocean crust either. For example transform appearance prevails for the pre-cambrian faults on the Ukrainian Shield.

Lack of coincidence in the poles movement trajectories for different continents could be the most weighty argument in favour of the plate tectonics conception. Unfortunately instead of real trajectories we are obliged to use the so-called "poles migration" curves obtained by arbitrarily fixing the mean quantity coordinates of virtual poles relevant to the contemporary geoid. The competence of using such curves for paleoreconstruction is very doubtful.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
2. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами/Под ред. К.Ф. Тяпкина. М.: Недра, 1972. 200 с.
3. Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре. — Геол. журн. АН УССР, 1974, № 4, с. 3—16.
4. Тяпкин К.Ф. Проблемы изучения разломно-блоковой тектоники докембрия с позиции новой ротационной гипотезы формирования структур в земной коре. — Геол. журн. АН УССР, 1977, № 6, с. 3—17.
5. Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н., Кивелюк Т.Т. О трансформных разломах на Украинском щите. — ДАН УССР. Сер. Б, 1977, № 12, с. 1084—1086.
6. Хвин В.Е. О новой глобальной тектонике. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973, с. 5—26.
7. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 12, p. 3661—3697.
8. Moody J., Hill M. Wrench fault tectonics. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, N 9, p. 1207—1246.
9. Vine F.J., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — Nature, 1963, vol. 199, N 4897, p. 947—949.
10. Wilson G.T. A new class of faults and their bearing on continental drift. — Nature, 1965, vol. 207, N 4995, p. 343—347.

II. ГЕОЛОГИЯ И КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

УДК 550.34

В.Н. АВЕРЬЯНОВА

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ МАСС В АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

По инструментальным, макросейсмическим и сейсмогеологическим данным, имеющимся в отечественной и зарубежной литературе, и по данным о механизме очагов коровых землетрясений за 1900—1975 гг. изучены поля максимальной наблюдаемой магнитуды (рис. 1, см. вкладку), интенсивности (рис. 2, см. вкладку) и скорости (рис. 3, см. вкладку) сеймотектонического течения горных масс в зоне альпийской складчатости Евразии (от Адриатического моря до Гиндукуша). При картировании этих параметров сейсмичности очаги землетрясений представлены в виде отрезков прямых, изображающих след плоскостей разрывов в горизонтальных плоскостях, проходящих через гипоцентры. Получены эмпирические соотношения для оценки размеров разрывов:

для протяженности (l в км)

$$\lg l_x = -1,7 \pm 0,5 + 2 \lg n + (0,56 \pm 0,05 - 0,34 \lg n) M, \quad (1)$$

для площади (S в км²)

$$\lg S_p = -3,6 \pm 1 + 3 \lg n + (1,12 \pm 0,1 - 0,61 \lg n) M, \quad (2)$$

где n — число импульсов очагового излучения (степень неоднородности очагового излучения). Приняты средние размеры очагов при $\lg n = 0,4$, совпадающие со среднестатистическими мировыми данными о крупных землетрясениях [3].

Картирование рассматриваемых величин произведено в масштабе 1 : 2 500 000 методом постоянной детальности при эталонной площадке в виде четырехугольника со сторонами в 0°, 3. Способ картирования подробно описан в работе [1].

Интенсивность сеймотектонического течения горных масс измеряется величиной сейсмогенности [1] (эрг · см⁻² · год⁻¹)

$$W = \frac{\Delta S}{1000} \int_E^{E_{\max}} \omega(E) N(E) dE, \quad (3)$$

где ΔS — площадь эталонной площадки; E_{\max} — сейсмическая энергия максимального наблюдаемого на площадке ΔS землетрясения; $\omega(E) = ES_0(E)/2S_p(E)T(E)10^{13}$ — средняя интенсивность (эрг · см⁻² · год⁻¹)

землетрясения энергии E за период повторяемости; $S_p(E)$ — площадь очага; $S_0(E) = 2S_p(E)$ — площадь области подготовки очага; $T(E)$ — повторяемость землетрясения на площади 1000 км^2 .

Вся территория разделена на участки (см. рис. 1) отличающиеся по повторяемости землетрясений:

- | | |
|------------------------------|-----------------------------|
| 1. $\lg N = 01,43 - 0,73 M,$ | 2. $\lg N = 2,27 - 0,87 M,$ |
| 3. $\lg N = 0,15 - 0,54 M,$ | 4. $\lg N = 1,2 - 0,71 M,$ |
| 5. $\lg N = 2,35 - 0,93 M,$ | 6. $\lg N = 0,43 - 0,55 M,$ |
| 7. $\lg N = 1;24 - 0,64 M,$ | 8. $\lg N = 2,1 - 0,8 M,$ |
| 9. $\lg N = 1,3 - 0,63 M,$ | 10. $\lg N = 3,15 - 0,9 M,$ |
| 11. $\lg N = 1,03 - 0,58 M,$ | 12. $\lg N = 1,4 - 0,74 M,$ |
| 13. $\lg N = 1,92 - 0,75 M,$ | 14. $\lg N = 2,2 - 0,88 M,$ |
| 15. $\lg N = 2,16 - 0,96 M,$ | 16. $\lg N = 2,05 - 0,7 M.$ |

Скорости вертикальной и горизонтальной компонент (V , $\text{см} \cdot \text{год}^{-1}$) сейсмотектонического течения горных масс оценены по величине сейсмичности с помощью формулы

$$V_{в,г} = W_{в,г}^{\pm} / \Delta \sigma (E_{\max}), \quad (4)$$

где $\Delta \sigma (E_{\max})$ — кажущееся напряжение в очаге максимального на площадке ΔS землетрясения;

$$W_{в}^{\pm} = W (\cos e_a \cos e_{a'} + \cos e_c \cos e_{c'});$$

$$W_{г}^{\pm} = W (\sin e_a + \cos e_a \sin e_{a'} + \sin e_c + \cos e_c \sin e_{c'});$$

e_a и e_c — углы наклона векторов подвижек от горизонтали; $e_{a'}$ и $e_{c'}$ — углы падения соответствующих плоскостей подвижек для преимущественного механизма очага совокупности землетрясений на эталонной площадке; знак "+" относится к подъему и правостороннему сдвигу, знак "-" — к прогибу и левостороннему сдвигу. Кажущееся напряжение определено по формуле

$$\Delta \sigma = \mu E / M_0, \quad (5)$$

где $\mu = 10^{11,5}$ дин/см² — модуль упругого сдвига; M_0 — сейсмический момент. Для сейсмического момента получено эмпирическое соотношение с магнитудой землетрясения

$$\lg M_0 = 15,4 \pm 1,65 \lg n + (1,85 \pm 0,1 - 0,63 \lg n) M, \quad (6)$$

которое при $\lg n = 0,4$ не отличается от аналогичного соотношения, полученного по мировым данным для крупных землетрясений [2, 3].

Оценить вклад вертикальной и горизонтальной компонент в полном течении горных масс при землетрясениях удалось лишь в областях, для которых имеется представительная статистика данных о механизме очагов. На рис. 3 приведены данные о вертикальной компоненте сейсмотектонического течения в таких областях, а для областей с непредставительными данными о механизме очагов даны значения скорости суммарного сдвига. Из-за относительного многообразия ориентации горизонтальной компоненты сдвига горных масс нам не удалось составить наглядной карты для этой компоненты. Для преимущественной части рассматривае-

мой территории на горизонтальную компоненту приходится в среднем 50% от общего сдвига. Исключение составляют области, протягивающиеся вдоль Анатолийских разломов и их продолжения, вдоль Копетдага и в широтном направлении на юго-востоке Эгейского моря, в пределах которых на горизонтальную компоненту приходится в среднем 80—90% от общего сдвига.

По величине интенсивности и скорости сейсмотектонического течения горных масс, а также по однородности деформированного состояния горных масс земной коры выделены сейсмические швы, характеризующиеся максимальной сейсмогенностью. Чем выше интенсивность и скорость сейсмотектонического течения горных масс и однороднее деформированное состояние среды, тем протяженнее сейсмические швы. Как правило, наиболее высокий уровень сейсмичности наблюдается в областях пересечения сейсмических швов. Вдоль некоторых сейсмических швов наблюдаются области относительно низкой сейсмичности. По-видимому, такие области являются потенциальными для будущих крупных землетрясений.

Здесь рассмотрены лишь общие закономерности сейсмотектонического проявления землетрясений в зоне альпийской складчатости. Они выявлены при относительно грубом осреднении таких параметров очага, как его размеры и сейсмический момент. Эти параметры прямо связаны с состоянием среды в очаговых зонах, в частности со степенью ее раздробленности, которая меняется в процессе деформирования не повсеместно одинаково. Дальнейшая детализация полученной общей картины глубинной сейсмотектоники альпийского складчатого пояса в центральной части Евразии может состоять в дифференциации среды по степени раздробленности в соответствии с особенностями длительно наблюдаемого сейсмического излучения в очагах. Такая дифференциация в конечном итоге должна привести к пространственному распределению зависимостей размеров разрывов (1) и (2), а также сейсмического момента (6) от величины землетрясения и степени неоднородности очагового излучения.

АБСТРАКТ

The intensity ($\text{erg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$) and velocity ($\text{mm} \cdot \text{year}^{-1}$) of seismotectonic flow of rock masses is evaluated from instrumental, macroseismic and seismotectonic data on crustal earthquakes for the period 1900—1975 in the Alpine folded zone of Eurasia (from the Adriatic sea to the Hindu-kush); Seismic seams, i.e. long zones of maximal intensity and velocities of seismotectonic flow of rock masses, are determined; from the data on the foci mechanism, regions of depression and uplift are distinguished. The data on intensity and velocity of seismotectonic flow of rock masses are interpreted in the form of a map in the scale 1 : 2 500 000.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьянова В.Н.* Глубинная сейсмотектоника островных дуг (северо-запад Тихого океана). М.: Наука, 1975. 219 с.
2. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.
3. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 9—27.

Н.В. КОНДОРСКАЯ, Л.Б. СЛАВИНА, Ю.К. ЩУКИН

**СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ
КАРПАТСКОГО РЕГИОНА И РАЙОНА ГЛУБОКИХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВРАНЧА
ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Результаты глубинных сейсмических, сейсмологических, региональных комплексных исследований, проведенных в пределах региона, свидетельствуют о том, что структурные геологические формы и геодинамические процессы, в том числе и сейсмогенные движения земной коры, обусловлены эндогенными процессами в верхней мантии и более глубоких слоях Земли. Понятно поэтому, что изучение и характеристика особенностей строения и свойств литосферы позволят выяснить не только общие черты пространственного положения коровых и мантийных сейсмогенных структур, но понять динамическое взаимодействие крупных блоков литосферы.

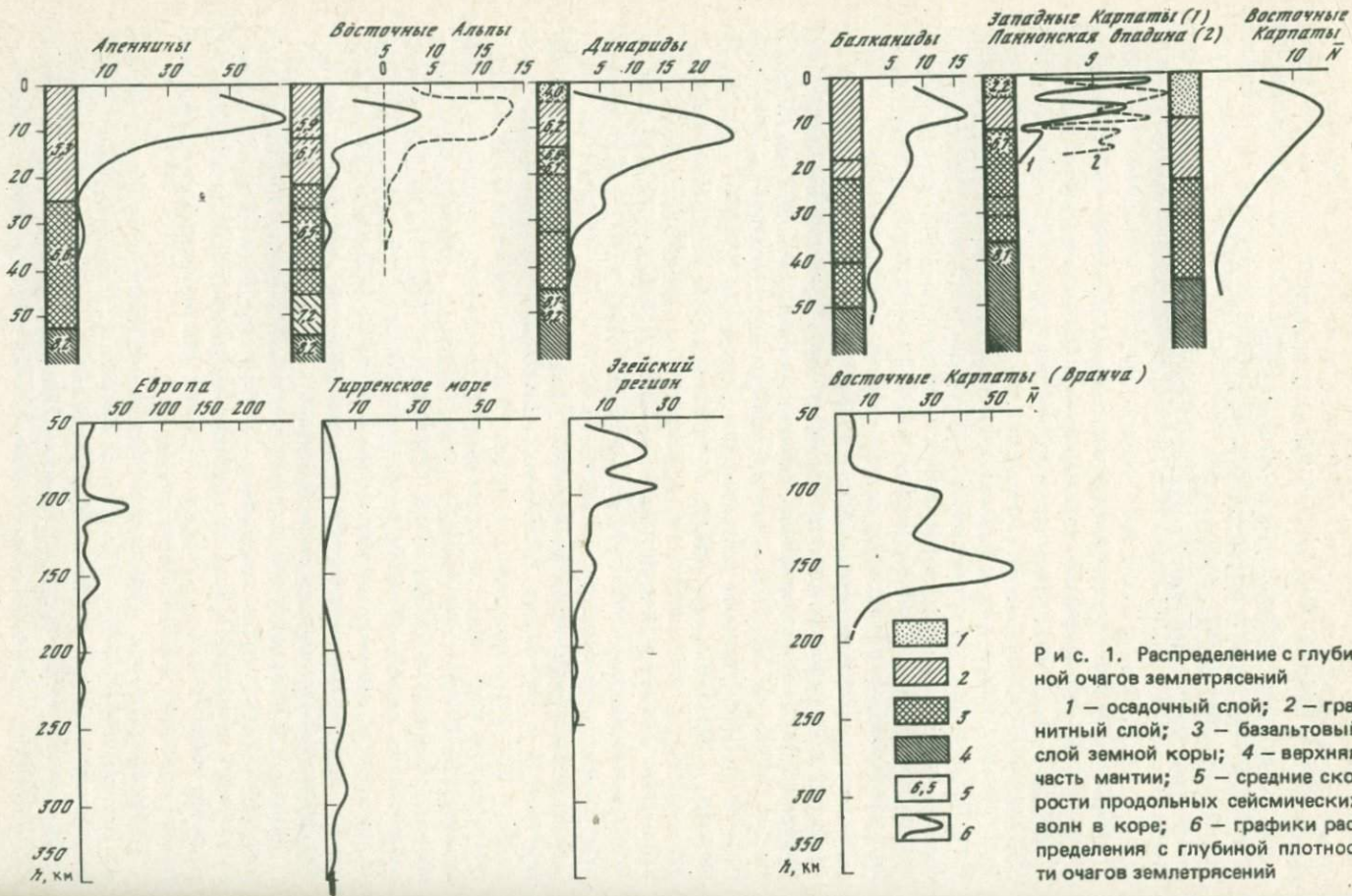
Рассмотрим общие особенности строения литосферы региона.

Слоисто-блоковое строение (структурная гетерогенность) литосферы выражено почти во всех районах, где проводились региональные геофизические работы [7, 8]. Оно выражено прежде всего в скоростных неоднородностях, обнаруженных сейсмическими методами. Судя по имеющимся данным, в мантии исследуемого региона отмечено несколько волноводов, причем в северной части региона они расположены ближе к поверхности, нежели в южной. Это косвенным образом свидетельствует о глубине процессов, в разное время затрагивающих литосферу складчатого пояса и его обрамления.

Другая группа данных о латеральных неоднородностях верхней мантии содержится в параметрах глубоких (мантийных) землетрясений. Этажность в расположении очагов и в распределении сейсмической энергии, изменчивость характеристик напряженного состояния с глубиной в очагах землетрясений являются прямым доказательством существования таких неоднородностей на глубинах до 300–400 км (рис. 1). Мы допускаем возможность первичной природы латеральной неоднородности (особенно на глубинах в первые сотни километров), а также вторичное ее происхождение вследствие тектонической активизации верхней мантии (например, волноводы у подошвы земной коры).

Замечена тесная связь между распределением в мантии очагов землетрясений и скоростных неоднородностей. Наличие волноводов и других скоростных аномалий в верхней мантии существенным образом влияет на характер энергетических спектров глубоких очагов в верхних горизонтах земной коры и на дневной поверхности.

Блоковое строение — самая характерная особенность литосферы региона. Исследования земной коры, выполненные в последние годы, свидетельствуют о том, что многообразие фиксированных морфологических типов земной коры, постоянство или различия в глубинах поверхности Мохоровичича (превышающие иногда 10–15 км), система глубинных



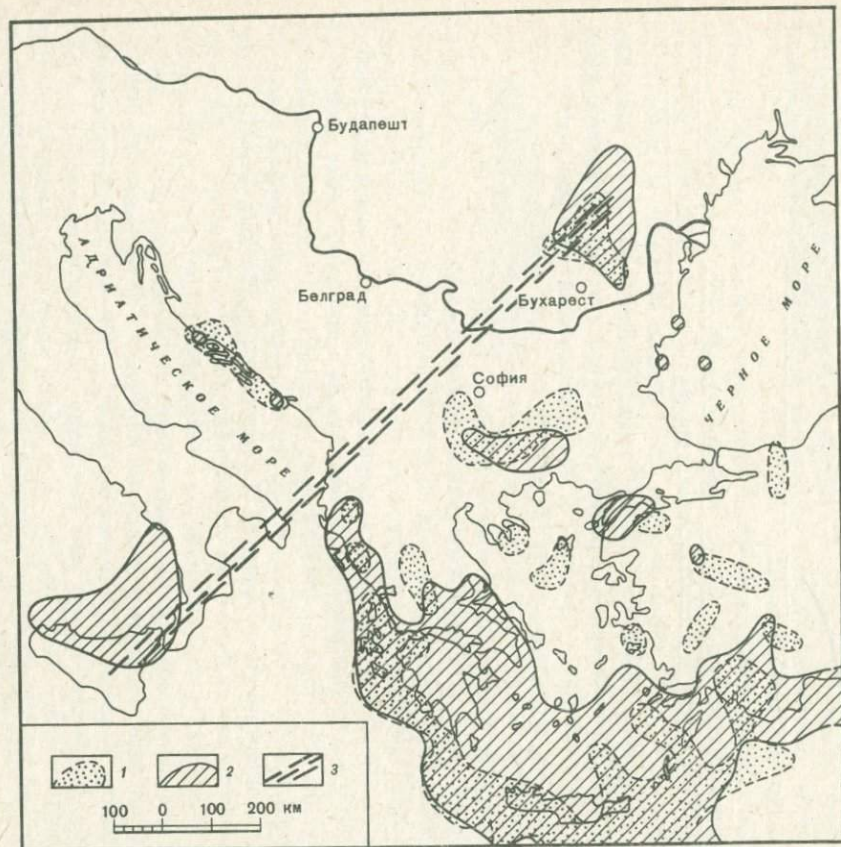
Р и с. 1. Распределение с глубиной очагов землетрясений

1 — осадочный слой; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый слой земной коры; 4 — верхняя часть мантии; 5 — средние скорости продольных сейсмических волн в коре; 6 — графики распределения с глубиной плотности очагов землетрясений

разломов значительной протяженности, отчетливая выраженность их в глубинных аномалиях гравитационного, магнитного и других физических полей есть подтверждение линейных неоднородностей, прослеживаемых до значительных глубин (100–200 км и более). Существующая система разломов обеспечивает максимальную подвижность блоков литосферы в их сложном динамическом взаимодействии, определяет их оптимальные размеры. Это подтверждается исключительно высоким энергетическим уровнем сейсмичности литосферы региона.

Еще одна характерная особенность литосферы региона — ее отчетливая *структурная зональность*. Имеется в виду заметная упорядоченность крупных блоков в полосы (зоны) относительных поднятий (выступов мантии) и понижений, прослеживаемых на значительных территориях разного тектонического строения. По-видимому, и в этом случае можно говорить о первичной структурной зональности (реликтового типа) и вторичной (наложенной). В ряде случаев первичная зональность мантии поперечна к преобладающим структурам земной коры и приповерхностным геологическим образованиям региона. Такая зональность с неоднородностями северо-восточного и субмеридионального простираний контролируется системой скрытых глубинных деформаций, выявленных нами по сейсмологическим данным.

Примером таких поперечных глубинных структур может служить Центральнородопско-Эгейская меридиональная зона, разграничивающая блоки литосферы разного строения и состава и контролирующая высокую сейсмичность этой части региона [3]. Однако наиболее выраженной и принципиально новой по своему структурному положению оказалась глубинная зона активных деформаций, которую мы назвали зоной Сицилия — Скутари-Печ — Вранча. Она была обнаружена нами при анализе распределения характерных глубин очагов сильных землетрясений Альпо-Карпато-Динарского и Балканского регионов [9]. Из рис. 2 видно, что это структурное направление служит четким разделом двух крупных блоков литосферы, отличающихся разной глубиной тектонической переработки. Мощность сейсмоактивного слоя в Альпо-Карпато-Динарском блоке литосферы составляет в среднем 20 км, реже 30–40 км (в Динаридах), в то время как в Балканском блоке литосфера сейсмична до глубины 200 км и более (см. рис. 1). Можно назвать и другие признаки, различающиеся по обе стороны от этой зоны, например скоростные параметры верхней мантии (см. далее), стиль тектонических деформаций в земной коре, контрастность современных геологических процессов и т.п. Остановимся более подробно на характеристике зоны Сицилия — Скутари-Печ — Вранча. Интересно отметить, что на северо-восточном и юго-западном окончаниях зоны располагаются очаги глубоких (мантийных) землетрясений: в районе Вранча (Восточные Карпаты) на глубине 100–200 км, а в районе Сицилии (в Тирренском море) — 300–400 км. В продольном вертикальном сечении эта зона выглядит подобно "коромыслу" — с фокальными зонами типа Беньофа на ее краях, крутопогружающимися в северо-западном направлении. Центральная часть на участке Скутари-Печ, в Динаридах, совпадает с системой известных правосторонних сдвиговых нарушений; в разрезе земной коры — это сложно-дислоцированная зона с многочисленными очагами сильных и слабых землетрясений.



Р и с. 2. Схема мощности сейсмогенного слоя литосферы Альпо-Карпато-Динарского региона (построена по материалам Балканского сейсмологического проекта ЮНЕСКО)

Мощность слоя: 1 — 40 км; 2 — до 100—200 км и более; 3 — зона Сицилия — Скутари-Печ — Вранча

Еще об одном факте, убедительно свидетельствующем о современных глубинных процессах, контролируемых этой линейной мантийной зоной. В работе [4, 10] отмечалось, что сильные мантийные землетрясения в Румынии (в районе Вранча) обнаруживают такую же временную последовательность, как промежуточные землетрясения в Тирренском море. Такое удивительное совпадение не находило до сих пор объяснения. Выявленная нами зона активного взаимодействия крупных блоков литосферы Сицилия — Скутари-Печ — Вранча как нельзя лучше интерпретирует наблюдаемую временную последовательность в высвобождении упругой деформации на краях этой глубинной напряженной системы.

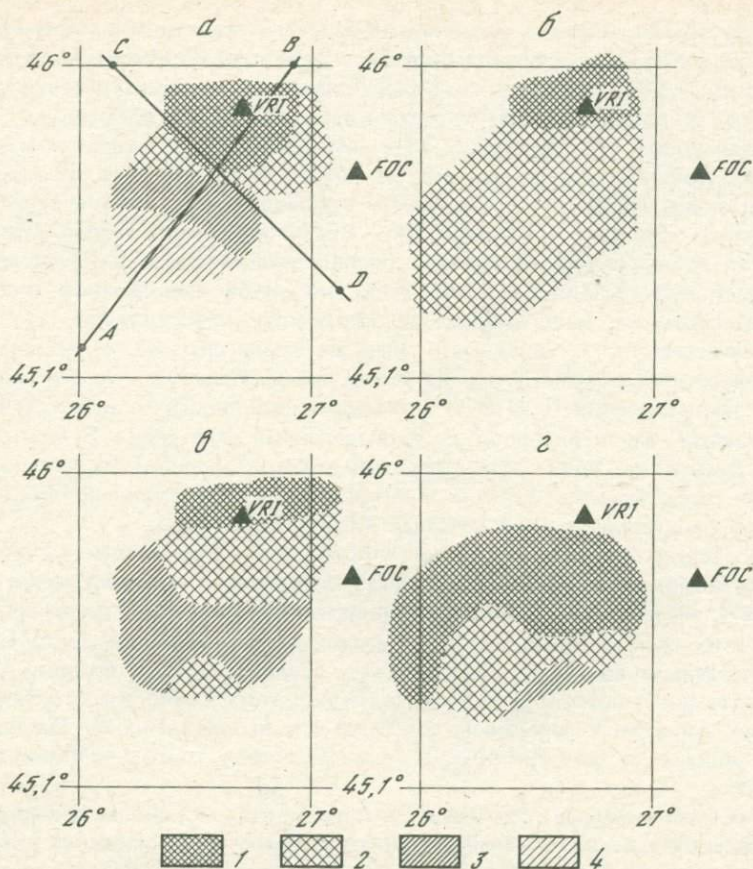
Приведенные выше данные и построения иллюстрируют еще одну закономерность — увеличение энергии землетрясений в зависимости от увеличения объема деформируемой среды. Известно, что все сильнейшие землетрясения (с $M \geq 7$) сосредоточены лишь в Балканском блоке литосферы, т.е. к юго-востоку от выделенной нами зоны. В Альпо-Карпато-Динарском блоке землетрясений с такой энергией не бывало. Это также свидетельство различий в интенсивности современных геодинамических процессов в разных участках литосферы региона.

Особенности пространственного проявления сейсмичности заставляют более осторожно относиться к задачам опознавания и картирования прогнозных значений M_{\max} по совокупности геологических, геофизических и других признаков. В частности, очевидно, что признаки достоверного картирования зон M_{\max} должны быть различными для блоков Альпо-Карпато-Динарского и Балканского. Неучет этого важного обстоятельства может привести к серьезным ошибкам и к неоправданному завышению или занижению значений M_{\max} в этом или любом другом сейсмоопасном регионе.

Пространственные соотношения глубинных активных деформаций, обеспечивающие возможный механизм сейсмогенных движений литосферы региона, показаны на рис. 3 [2, 9]. Отчетливо прослеживаются преобладающие системы глубинных сейсмогенных структур северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. Заметим, что две протяженные зоны северо-восточного простирания: Сицилия — Скутари-Печ — Вранча и южнее расположенная Пелопоннес — Эдирне, создают глубинную диагональную систему, которая достаточно хорошо объясняет структурную асимметрию глубоких горизонтов земной коры, поперечную зональность верхних ее частей, интенсивные сколовые деформации тектонических структур, различия геофизических характеристик блоков по разные стороны этих неоднородностей, известные в Эллинидах и Балканидах.

Рис. 4. Расположение профилей ГСЗ и система сейсмических наблюдений (по [3]). Выделен район глубоких землетрясений Вранча, эпицентры которых показаны на врезке (построения авторов)

1 — интернациональные профили ГСЗ; 2 — пункты взрывов; 3 — система наблюдений; 4 — пункты определения глубин до поверхности Мохоровичича (М) и поверхности Конрада (К); 5 — направления эпицентр — станция, вдоль которых определены значения глубин до поверхностей М и К; 6 — региональные сейсмические станции, окружающие район глубоких очагов Вранча; на врезке: 7 — эпицентры землетрясений с очагами в верхней мантии; 8 — то же, с очагами в земной коре

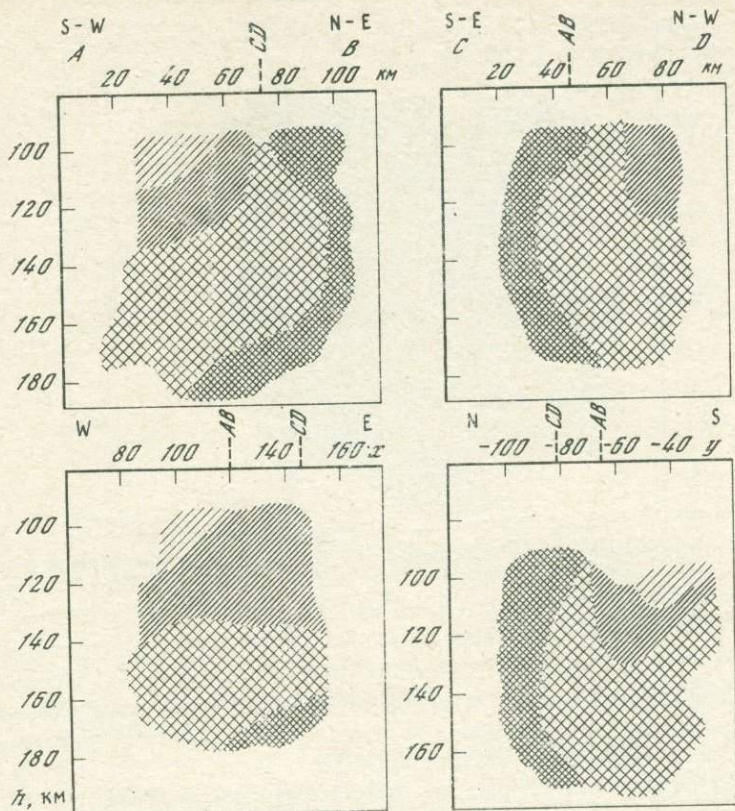


Р и с. 5. Карты-срезы трехмерных полей скоростей P -волн для интервалов глубин 100 (а), 125 (б), 150 (в), 175 км (г)
 1 - $v_p \geq 8,0$; 2 - $7,75 < v_p < 8,0$; 3 - $7,5 < v_p < 7,75$; 4 - $7,25 < v_p < 7,5$ км/с

Приведенные выше построения объясняют региональные взаимоотношения крупных блоков литосферы Карпатского региона и дают возможность объяснить пространственное положение очагов мантийных землетрясений Вранча в изгибе Карпатской горной дуги.

Рассмотрим новые результаты применения для района Вранча методики использования наблюдательных данных о землетрясениях для получения трехмерного поля скоростей. Методика была использована лишь для глубоких очагов Карпат, поэтому трехмерное поле скоростей удалось построить лишь для глубоких слоев литосферы (рис. 4).

Не будем подробно останавливаться на методике построения трехмерного поля скоростей для фокальной зоны (области землетрясений), она изложена в работе [1]. Укажем лишь, что предлагается алгоритм численного расчета скоростей P -волн в области концентрации землетрясений. В его основу положено нахождение скорости передвижения фронта

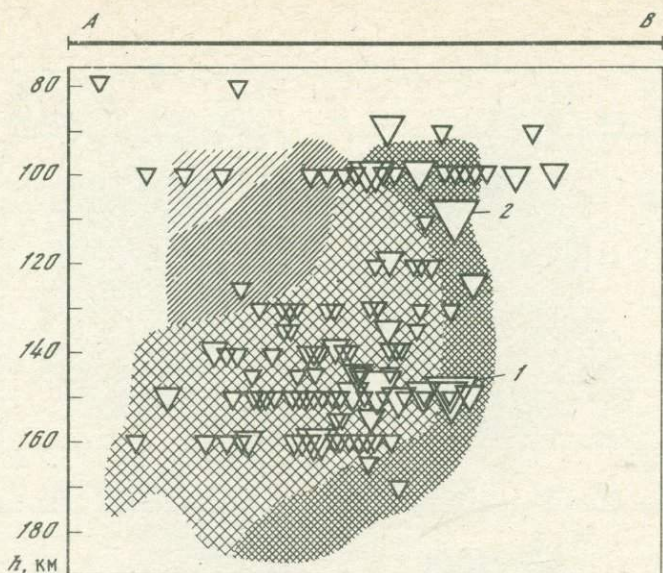


Р и с. 6. Двухмерные скоростные разрезы фокальной зоны Вранча
Условные обозначения те же, что и на рис. 5

волны в сравнительно малом объеме, занятом гипоцентрами, где можно предположить малое изменение скоростей P -волн. В этом случае фронт волны аппроксимируется простой поверхностью.

Для фокальной зоны (области землетрясений) Вранча в диапазоне глубин 100–170 км были рассчитаны скорости P -волн. Эти скорости соответствовали каждой гипоцентральной точке. По специальной методике осуществлялось осреднение наблюдаемого поля данных v_p и построены соответствующие карты-срезы через каждые 25 км. Как видно на рис. 4, на всех глубинах наблюдается эффект повышения скорости P -волн в северной, северо-восточной и северо-западной частях области землетрясений, величины этих скоростей близки к тем, какие характерны для блоков литосферы с платформенным режимом развития. В юго-западной части области землетрясений скорости P -волн близки к скоростям, характерным для тектонически активных областей [5].

Наибольшее количество очагов приурочено к области контакта низко- и высокоскоростных блоков (рис. 5). К этой же области тяготеют и сильнейшие землетрясения Вранча с $M \geq 7$ (1940, 1977 гг.).



Р и с. 7. Двухмерный скоростной разрез и очаги фокальной зоны Вранча по линии АВ (см. рис. 5)

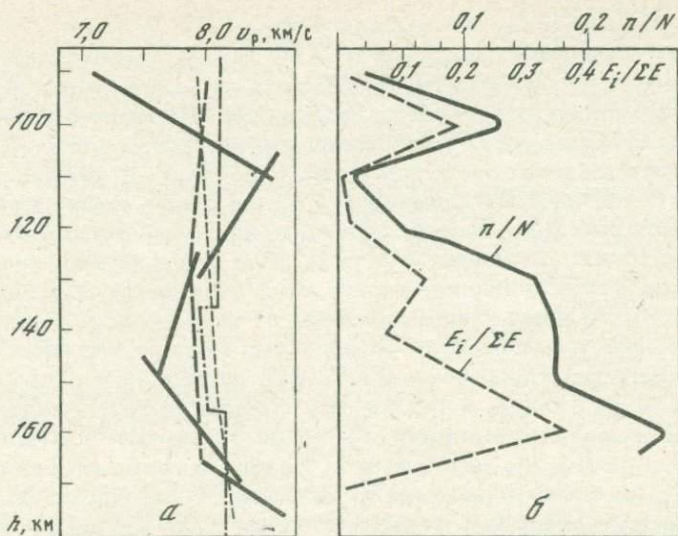
1 — гипоцентр землетрясения 10 ноября 1940 г. ($M=7,3$); 2 — гипоцентр землетрясения 4 марта 1977 г. ($M=7,1$)

В плане граница высоко- и низкоскоростных блоков может рассматриваться как глубинное продолжение активных тектонических деформаций, обнаруженных в земной коре этого района.

На разрезах, построенных по трехмерному полю скоростей, можно заметить, что скоростные различия в юго-западной и северо-восточной частях области землетрясений на разных глубинах неодинаковы: они более отчетливы на глубинах 100–140 км и более 160 км. На глубинах 140–160 км эти различия менее заметны. Кроме того, имеет место четко выраженная по всем глубинам от 100 до 170 км граница между высоко- и низкоскоростными блоками в северо-западном и северо-восточном участках фокальной зоны Вранча (рис. 6, 7).

Расчет трехмерного поля скоростей по землетрясениям неглубоких карпатских землетрясений позволил бы получить данные об особенностях строения земной коры, которые могли быть сопоставлены с данными ГСЗ этого района. Однако достоверными такими данными мы пока не располагаем, так же как и данными о глубинах очагов землетрясений в коре.

Что касается приведенных выше построений, то здесь возможны дальнейшие уточнения. Прежде всего можно уточнить глубины гипоцентров. В настоящей работе последние определялись на основании осредненного стандартного годографа Джеффриса—Буллена. В дальнейшем представляется целесообразным использовать для ближней зоны построенную скоростную модель для Карпат (рис. 8). Как видно, нарастание скорости с глубиной немонотонно, градиенты на отдельных участках различны. Высо-



Р и с. 8. Графики изменения с глубиной скорости P -волн (а) и энергии землетрясений (б) для района Вранча по данным разных исследователей [5]

кие положительные градиенты наблюдаются на глубинах 90–110 км и 150–170 км. Интересно отметить, что область отрицательных градиентов на глубинах 120–150 км характеризует наличие канала пониженной скорости в литосфере региона.

Можно отметить также корреляцию между изменением скорости с глубиной и характером изменения величины выделившейся энергии и числа землетрясений. В областях смены знака градиента наблюдаются минимумы выделившейся энергии (см. рис. 8).

Ранее нами были исследованы условия напряженного состояния среды в районе глубоких очагов Вранча и сформулирована модель деформации литосферы этого района [6]. Сопоставление результатов стратификации земной коры и верхней мантии, полученных при анализе поля тектонических напряжений, с имеющимися и вновь полученными данными по скоростным и энергетическим характеристикам зоны показало, что все параметры среды четко коррелируются между собой и, по существу, отражают изменение физического состояния вещества при переходе из одного горизонта верхней мантии в другой.

Полученные нами по сейсмологическим данным сведения о региональном взаимодействии крупных блоков литосферы, а также детальный анализ скоростных параметров в пределах фокальной зоны Вранча позволяют по-новому объяснить закономерности и парадоксы проявлений сейсмичности Карпатского региона и прилегающих областей, в частности аномальное проявление сотрясений из глубоких очагов Вранча.

Изложенные результаты показывают также, что привлечение сейсмологической информации для геодинамических реконструкций позволяет расширить наши представления о строении литосферы, изученность которой другими геофизическими и геологическими методами пока невелика.

ABSTRACT

The paper discusses a possibility of using regional seismological data to detect hidden inhomogeneities in the crust and upper mantle. A genetic relationship is analyzed between the geographical distribution of seismicity and structural features of the lithosphere. A mode is proposed of the lithosphere's deformation, which explains the nature of seismogenic movements in the crust and upper mantle of the region. Systems of crustal seismogenic structural features have been identified which trend mainly to the north-east, north-west and north. Two of the extensive north-east zones form a crustal diagonal system which explains the structural asymmetry of crustal layers, transverse zoning of the uppermost crustal layers, intensive shear-type dislocation of structural features, variation in geophysical characteristics of the crustal blocks on both sides of the inhomogeneities in the Ellinides and Balkanides. The graphically represented model furnishes a new interpretation of a three-dimensional position of the mantle foci of Wrancha earthquakes in the bend of the Carpathian arc. New results are outlined of the usage of earthquake measurements for getting 3-D velocity fields. The structure-contour maps and vertical sections constructed from 3-D velocity fields show that velocity variation in the south-west and north-east parts of the earthquake region differs from one depth interval to another. The difference is particularly pronounced at depths of 100 to 140 km and 160 km. The difference is less prominent in an interval of 140 to 160 km. Besides, there is a distinct boundary between the high-velocity and low-velocity blocks in the north-west and north-east parts of the Wrancha focal zone, which is traceable at all the depths from 100 to 170 km. A velocity increase with depth is not monotonous, velocity gradients varying from place to place. High positive gradients are observed at depths of 90 to 110 km and 150 to 170 km. A region of negative gradients observed at depths of 120 to 150 km is indicative of a low-velocity channel in the lithosphere of the area concerned.

The results thus obtained contribute to a new understanding of some aspects of the present day geodynamics of the region and of applied seismology.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аниконов Ю.Е., Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б. Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки. — В кн.: Методические проблемы геофизики. Новосибирск, 1974, вып. 5, ч. 1.
2. Безр М.А., Щукин Ю.К. Геодинамика и сейсмичность Альпо-Карпато-Динарской системы. — Proc. of the Simp. on the analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Praha, 1978, p. 37—46.
3. Добрев Т.Б., Щукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974, с. 170.
4. Карник В. Сейсмичность Европейского региона. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 113—119.
5. Кондорская Н.В., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. и др. Возможность исследования строения Земли по данным землетрясений и ГСЗ для Карпат. — Геофиз. сб. АН УССР, 1980, № 95.

6. Николаев П.Н., Щукин Ю.К. Модель деформации земной коры и верхней мантии района глубоких землетрясений Вранча. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с. 61—83.
7. Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наукова думка, 1977, с. 310.
8. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978.
9. Щукин Ю.К. Сейсмогенные движения литосферы Средиземноморского складчатого пояса. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 11, с. 79—84.
10. Karnik V. Seismicity of the European area. Praha, 1968, т. 1; 1971, т. 2.

УДК 550.34

Ф.Н. ЮДАХИН

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ, ТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЯНЬ-ШАНЯ

К настоящему времени по территории Тянь-Шаня накоплены достаточно обширные геолого-геофизические материалы, позволяющие с большей степенью достоверности, чем ранее, осветить некоторые особенности его глубинного строения. Построения автора явились результатом анализа данных гравиметрических и аэромагнитных съемок, сейсмологических материалов и данных ГСЗ, комплексных геофизических исследований межгорных впадин, а также мелко- и среднемасштабных космических снимков, полученных со спутников системы "Метеор".

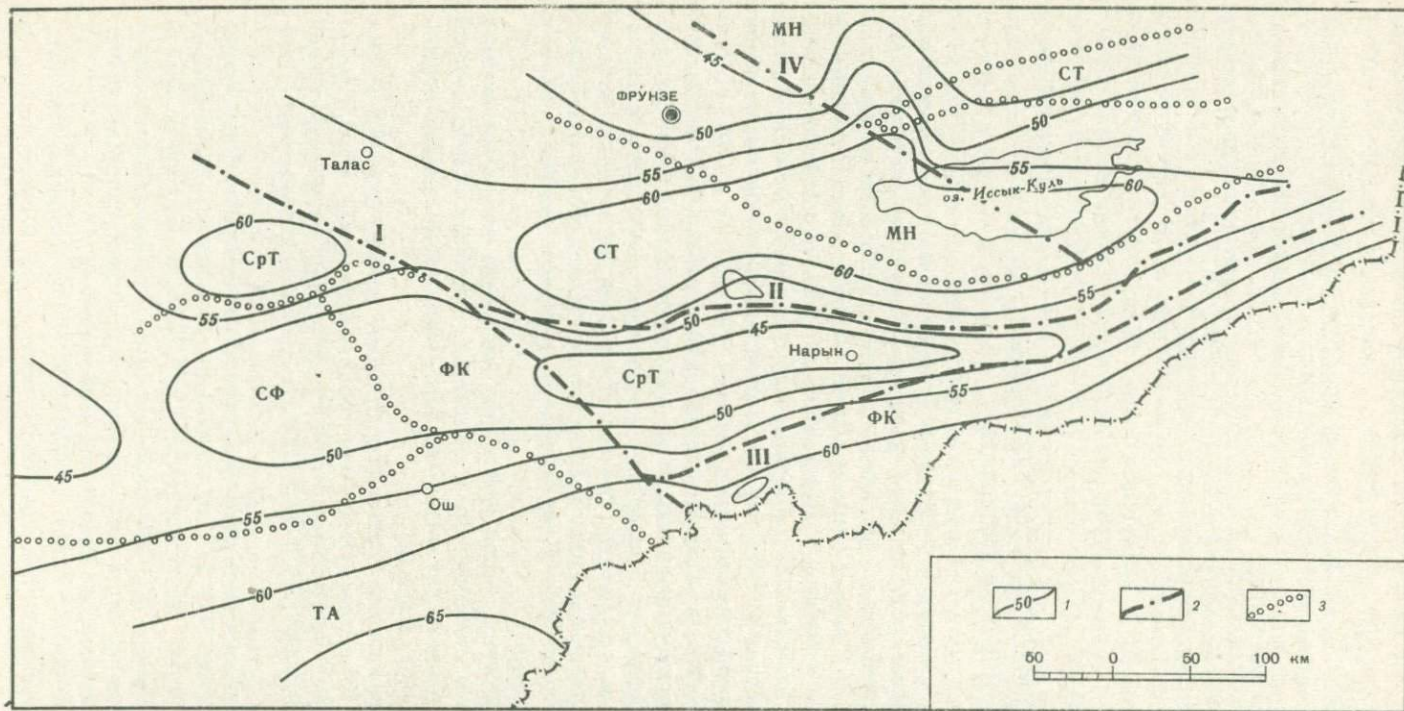
Как известно [5], в палеозойских образованиях Тянь-Шаня выделяют три структурно-фациальные зоны: байкальско-каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня, каледонско-герцинская Срединного Тянь-Шаня и герцинская Южного Тянь-Шаня. Складчатые системы разделены глубинными долгоживущими разломами. Их ограничением на севере являются Муюнкумо-Наратский срединный массив, на юге — Таримская платформа.

Для рассмотрения связи названных тектонических подразделений Тянь-Шаня и его сейсмичности с рельефом глубинных границ земной коры была составлена для указанной территории схема рельефа поверхности Мохоровичича (рис. 1).

Существующие схемы глубинного строения земной коры Тянь-Шаня [1—4, 9, 11, 14, 15] весьма существенно различаются между собой. Однако общим для большинства из них является нарастание мощности земной коры от 40—45 до 60—65 км в направлении с северо-северо-запада на юго-восток.

При составлении схемы рельефа границы М автором использованы уточненные данные ГСЗ [1] по территории Тянь-Шаня и сопредельных площадей, а также сейсмологические определения мощности земной коры, выполненные Т.М. Сабитовой [12, 13]. Эти данные относятся к западной и северной частям исследованной территории. Они были приняты в качестве опорных при последующих построениях.

Очередной операцией было установление корреляционной зависимости между интенсивностью гравитационного поля, пересчитанного на



Р и с. 1. Схема рельефа поверхности Мохоровичича Тянь-Шаня по сейсмологическим и гравиметрическим данным

1 — изогипсы поверхности Мохоровичича (км); 2 — крупнейшие разломы Тянь-Шаня: I — Таласо-Ферганский, II — "линия Николаева", III — Атбаши-Иныльчекский, IV — Трансиссыккульский; 3 — границы между складчатыми системами и срединными массивами, соответствующие глубинным разломам (по [7]). Срединные массивы: МН — Муюнкумо-Наратский; СФ — Сырдарьинско-Ферганский. Складчатые системы: СТ — каледонская Северного Тянь-Шаня; СрТ — каледонско-герцинская Срединного Тянь-Шаня; ФК и ТА — герцинские Фергано-Кокшаальская и Туркестано-Алайская Южного Тянь-Шаня

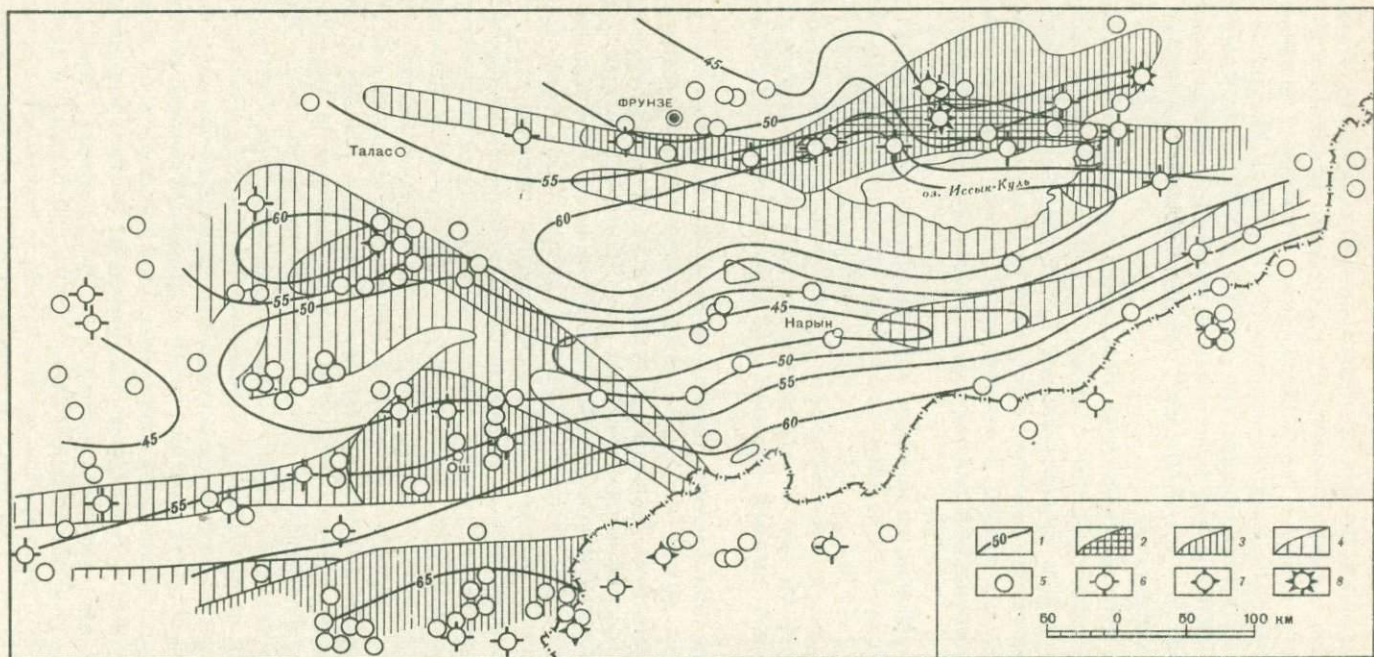
высоту 50 км, и глубинами до поверхности Мохоровичича. Пересчету поля в верхнее полупространство предшествовало исключение из него гравитационного влияния мезокайнозойских отложений, заполняющих межгорные впадины и предгорные прогибы Тянь-Шаня. Указанные отложения характеризуются мощностями от 1000 до 6000 м (в Ферганской впадине — 10 000 м) и, как было показано ранее [16], обладая пониженной плотностью ($\delta = 2,1-2,40 \text{ г/см}^3$), создают весьма значительный гравитационный эффект.

Остаточное гравитационное поле, полученное после вычитания эффекта рыхлых мезокайнозойских осадков, отражало суммарное влияние субгоризонтальных и субвертикальных границ раздела. При этом считалось, что в результате пересчета этого поля на высоту 50 км сгладится влияние указанных границ в верхней части земной коры и останется эффект от поверхности Мохоровичича, залегающей в среднем на глубине 50 км.

Затем для районов, по которым имелись сведения о поведении границы М по данным ГСЗ и сейсмологическим определениям, был составлен график $H_M = f(\Delta g_{\text{пер } 50})$, где H_M — глубина до поверхности Мохоровичича, $\Delta g_{\text{пер } 50}$ — интенсивность гравитационного поля, пересчитанного на высоту 50 км. С использованием полученного графика была построена схема рельефа поверхности Мохоровичича, изображенная на рис. 1.

Обращает на себя внимание закономерное чередование прогибов и поднятий подошвы земной коры, оси которых веерообразно расходятся в западном направлении. В поведении поверхности Мохоровичича находят отражение такие важнейшие разломы, как Таласо-Ферганский, "линия Николаева", Атбаша-Иньльчекский, Трансиссыккульский. Последний является продолжением Джалаир-Найманского разлома. Указанные разломы либо разделяют поднятые и опущенные участки подошвы коры, либо выражаются в виде изгибов и изогипс рельефа поверхности Мохоровичича. Это свидетельствует о том, что они имеют глубокое заложение и рвут всю толщу земной коры. Справедливость такого вывода подтверждается выходами эклогитов и эклогитоподобных пород, отмеченных вдоль Атбашинского, Таласо-Ферганского и Трансиссыккульского разломов.

Севернее важнейшей структурной линии Тянь-Шаня ("линия Николаева") отмечается обширный глубокий (до 60 км) прогиб поверхности Мохоровичича, в пределах которого почти целиком располагаются Северо-Тяньшаньская байкальско-каледонская складчатая система и южная часть выделенного В.И. Кнауфом [7] Муюнкумо-Наратского срединного массива. Указанный массив характеризуется выходами докембрийских пород на различных его участках, резко сокращенной мощностью нижнепалеозойских отложений и их сравнительно простой складчатой структурой. Северная его часть приурочена к площадям относительно неглубокого (45—50 км) залегания поверхности Мохоровичича. Характерно, что выходы толщ древнего докембрия также преобладают в северной части срединного массива, где породы верхнего докембрия полностью отсутствуют [8]. В то же время последние развиты в южной части массива, которая располагается над прогибом границы М.



Р и с. 2. Положение эпицентров сильных землетрясений Тянь-Шаня с $M \geq 5$ и зон возможного возникновения очагов землетрясений (по [6]) на схеме рельефа поверхности Мохоровичича

1 — изогипсы поверхности Мохоровичича (км); 2-4 — зоны наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений с магнитудой: 2 — $\geq 8,1$; 3 — 7,1-8,0; 4 — 6,1-7,0; 5-8 — эпицентры землетрясений с магнитудой: 5 — 5,0-6,0; 6 — 6,1-7,0; 7 — 7,1-8,0; 8 — $\geq 8,1$

Северо-Тяньшаньская складчатая система отличается развитием мощных (до 9500 м) нижнепалеозойских образований, подвергшихся интенсивной складчатости. Примечательно, что участки наибольших мощностей этих пород в пределах входящих в систему Киргизско-Терской звгеосинклинали и Карабалтинской миогеосинклинали зон совмещаются в плане с наибольшими прогибаниями поверхности Мохоровичича.

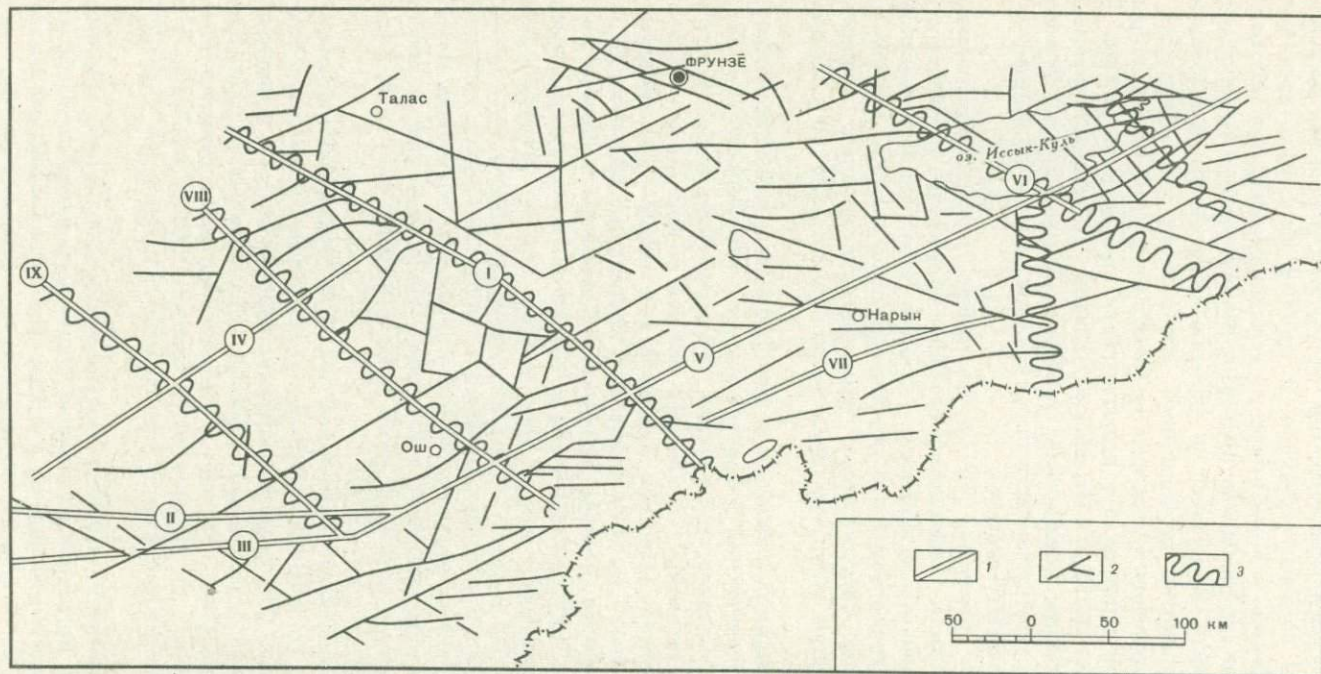
Южнее "линии Николаева" в рельефе поверхности Мохоровичича выделяется поднятие субширотного простираия, расширяющееся в западном направлении и уходящее за Таласо-Ферганский разлом в пределы Ферганской впадины. По существующей тектонической схеме [8] поднятию соответствует Нарынский сектор каледонско-герцинской складчатой области Срединного Тянь-Шаня, Сырдарьинско-Ферганский срединный массив и часть Ферганского сектора герцинской Фергано-Кокшаальской складчатой системы.

Необходимо отметить, что в восточной, сужающейся половине складчатой области Срединного Тянь-Шаня обнажаются докембрийские породы. Незначительная мощность и простая структура перекрывающих их вендско-нижнепалеозойских образований позволили В.И. Кнауфу [8] выделить здесь Сарыджазскую геоантиклиналь древнего заложения, т.е. тектоническую структуру, близкую по истории развития к срединному массиву.

Границам поднятия поверхности Мохоровичича в плане соответствуют Сырдарьинско-Ферганский срединный массив и Нарынский сектор складчатой системы Срединного Тянь-Шаня. Приуроченность к единой глубинной структуре на западе срединного массива, на востоке — геоантиклинального поднятия позволяет высказаться в пользу существования в каледонскую эпоху единого срединного массива, захватывающего площадь, ограниченную с севера Атойнакским разломом и "линией Николаева", а с юга — Южно-Ферганским и Атбаши-Иныльчекским разломами. На востоке срединный массив соединялся с глыбой докембрия в хр. Нарат. Таласо-Ферганский глубинный разлом расчленил тело массива, но активные вертикальные движения по нему, очевидно, проявились только в герцинскую эпоху, когда к западу от него отложились мощные толщи средне-верхнепалеозойских пород. Герцинский прогиб впоследствии наследовался юрским, также связанным с жизнью Таласо-Ферганского разлома.

Однако в новейшей тектонике Тянь-Шаня указанный разлом уже не играл роль своеобразного барьера, разделяющего новейшие продольные структуры. Об этом, в частности, свидетельствуют и материалы дешифрирования космических снимков. В.И. Макаров и В.М. Панин [10, с. 54] отмечают, что при изучении космических снимков "становится очевидным, что Нарынская и Кетмень-Тюбинская впадины Центрального Тянь-Шаня являются структурным продолжением Ферганской впадины".

К югу от описанных структур, приуроченных к поднятию поверхности Мохоровичича, последняя испытывает общее погружение до 60—65 км в юго-юго-восточном направлении в сторону Памира и Таримского платформенного массива. К прогибу поверхности Мохоровичича тяготеют герци-



Р и с. 3. Разломы в докембрийском фундаменте Тянь-Шаня по гравиметрическим данным

1 — наиболее крупные разломы в докембрийском фундаменте: I — Таласо-Ферганский, II—III — северная и южная ветви Южно-Ферганского, IV — Северо-Ферганский, V — Фергано-Иссыккульский, VI — Трансиссыккульский, VII — Атбаши-Иныльчекский, VIII — Восточно-Ферганский, IX — Кумбель-Кокандский; 2 — прочие разломы; 3 — линеаменты Тянь-Шаня, выделенные путем дешифрирования космических снимков

нды Южного Тянь-Шаня, объединяемые Туркестано-Алайской складчатой системой на западе и Кокшаальским сектором Фергано-Кокшаальской системы на востоке. По геофизическим данным докембрийский фундамент в первой из них залегает на абсолютных отметках от -1 до -9 км, во втором от $1,5$ до $-3,5$ км. Это может свидетельствовать о значительно большей суммарной мощности палеозойских толщ в Туркестано-Алайской складчатой системе по сравнению с Фергано-Кокшаальской (Кокшаальский сектор).

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы. Стабильные участки земной коры Тянь-Шаня (срединные массивы) приурочены к поднятиям поверхности Мохоровичича, складчатые геосинклинальные системы (герцинские и каледонские) — к ее прогибам. Таким образом, здесь наблюдается отчетливая связь палеозойских структур с рельефом подошвы земной коры.

Перейдем к рассмотрению сейсмичности рассматриваемой территории в связи с глубинным строением земной коры. Эпицентры многих сильных землетрясений Тянь-Шаня ($M \geq 5$) тяготеют к зонам резкого изменения мощности земной коры (рис. 2). Такие зоны соответствуют глубинным разломам, вызывающим смещения поверхности Мохоровичича. Участки возможного возникновения сильных землетрясений, показанные на существующих картах сейсмического районирования [6], в большинстве случаев также тяготеют к зонам, разделяющим поднятия и прогибы поверхности M .

Рассматривая зоны резкого изменения мощности земной коры как потенциально сейсмоопасные, нам представляется необходимым выделить еще две полосы возможного возникновения сильных землетрясений с магнитудой 5–6 по южному и северному горным обрамлениям Нарынской впадины. За последние сто лет здесь произошло семь землетрясений такой энергии (см. рис. 2).

Принимая во внимание сделанный ранее вывод о существовании единого срединного массива в Ферганской впадине и Срединном Тянь-Шане, можно заключить, что сильные землетрясения на изученной территории тяготеют к границам срединных массивов и складчатых зон. К аналогичным выводам в отношении Южного и Северного Тянь-Шаня пришел В.И. Кнауф [7].

Землетрясения, отмеченные на площади развития Сырдарьинско-Ферганского и Муюнкумо-Наратского срединных массивов, обусловлены разрядкой накопившихся напряжений по разломам, разбивающим массивы на блоки (рис. 3).

Не имея возможности в рамках настоящей статьи подробно остановиться на связи геофизических полей с сейсмичностью и отсылая читателя к работам [17, 18], отметим некоторые черты разломной тектоники докембрия, важные для изучения сейсмической опасности региона.

На рис. 3 показаны разломы докембрийского фундамента, выделенные по данным гравиметрии. Наряду с традиционными для Тянь-Шаня тектоническими нарушениями северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений обращает на себя внимание наличие субмеридиональных разрывов севернее и южнее оз. Иссык-Куль и западнее него, к восто-

ку от г. Талас, к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома. Характерно, что "линия Николаева" в докембрии не проявилась, а Атбаши-Иньельчекский разлом выражен в своей западной части, в то время как в восточной он подавляется системой северо-западного Трансиссыккульского разлома. Напротив, четко выражен Фергано-Иссыккульский разлом, протянувшийся от Чауая до восточного замыкания Иссыккульской впадины. Некоторые разломы докембрия хорошо дешифрируются на космических снимках.

Эпицентры землетрясений Тянь-Шаня с $K \geq 10$ находятся в тесной корреляционной связи с разломами докембрийского фундамента. Это обстоятельство должно приниматься во внимание при составлении карт сейсмического районирования, поскольку такие разломы не всегда доступны визуальному изучению. В магнитном поле Тянь-Шаня находят отчетливое выражение крупнейшие разломы — Таласо-Ферганский, "линия Николаева", Южно- и Северо-Ферганские, Атбаши-Иньельчекский, Трансиссыккульский и др. Первые два, разделяющие аномальные области, одновременно являются границами регионов, различающихся по сейсмической активности. Характерно, что районам низкой сейсмической активности соответствуют спокойные отрицательные магнитные поля, отражающие относительно слабую раздробленность земной коры. Напротив, районы высокой сейсмичности выделяются сильно варьирующими полями с резкими градиентами, характеризующими наличие большого числа разломов, по которым шел привнос ферромагнитных образований. Указанное обстоятельство также должно приниматься во внимание при проведении сейсмического районирования изучаемой территории.

ABSTRACT

Vast stuff of geological and geophysical researches of Tien Shan is analysed from the common methodical positions.

Distribution of rocks physical properties in a cut and over the square in dependence on the age, composition, bedding depth of rocks is observed.

The conclusion is, that the basit-metamorphic (pregeosyncline) bedding differs significantly in its petrophysical parameters from younger formations.

The criteria of mapping on the basis of geophysical data about the formation of pregeosyncline bedding, caledonian, hercyne and alpine structure floors in the conditions of the Tien Shan is worked out.

Anomaly geophysical fields are divided into districts and their geological nature is stated. The possibility of better grounded tectonic division into districts by using the division into regions of the geological fields is shown.

It is stated, that the basit-metamorphic bedding within the Tieh Shan lies at a depth of 5–20 km and on its boundary of division with younger deposits falls the main part of earthquakes of the considered region, which is explained by the effect of the tangential compression, which causes rupture deformations on boundaries of complexes with different physical parameters.

It is shown, that the main directions of strike-slips, intersecting the basit-metamorphic bedding are north-eastern and having subordinate character north-western and sublatitudinal.

Stated on geophysical data the Fergana-Issyk-Kul fault divides territories of different thickness and types of the crust. North of the Fergana-Issyk-Kul fault the crust thickness is 40–45 km and "granite" layer is thicker than the "basalt" one; to the south the boundary of the Moho submerges to the depth of 60–65 km and "basalt" layer is thicker than the "granite" one.

M-4 or more earthquake epicentres regularly accord to the tectonic anomaly zones, intersecting the basit-metamorphic bedding.

The analysis of the gravity maps, which show the structure of this bedding helps to reveal not pronounced on the surface, but potentially dangerous tectonic faults.

Within the Tien Shan 3 large crust blocks, which are divided by the Talas-Fergana and Fergana-Issyk-Kul abyssal faults and strongly differ from each other in peculiarities of magnetic fields and seismic activity.

Regions of high seismic activity correspond with the magnetic fields of large variations and gradients, and regions of low seismicity correspond to quite and weak magnetic fields. Magnetic fields reflect the material consistence of the crust upper part and the degree of its parcelling. The regions of developed huge thicknesses of carbonate rocks, which, as compared with magnetic formations, have higher elasticity and rheology, are characterized by little developed tectonic activity and low seismic activity. The highest seismic activity accords with regions of conjugation of faults of different directions distinguished in the magnetic field. The relaxation of the cumulative stresses occur at the crossing points of mentioned strike-slips with faults of other directions.

Tectonic-geophysical division into districts of hollows and large tectonic blocks are singled out, which are divided by abyssal and regional faults and are characterized by different geological structures.

The blocks differ in the depth of bedding and character of the premezozoic bedding relief, seismic regime and specificity of the observed geophysical fields.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев С.А., Беляевский Н.А., Бутовская Е.М. и др. Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 66 с.
2. Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
3. Борисов А.А., Федынский В.В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с. 14–30.
4. Вольвовский И.С. Применение ГСЗ для изучения земной коры в Средней Азии. — В кн.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. М.: Недра, 1967, с. 14–20.
5. Геология СССР, Т. XXV. Киргизская ССР. Кн. 2. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 280 с.
6. Джанузакоев К., Ильясов Б., Кнауф В.И. и др. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1977. 50 с.

7. *Кнауф В.И.* О связи между региональными сейсмическими зонами и допалеозойскими структурами Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 7, с. 35—45.
8. *Кнауф В.И.* Тектоника палеозойской восточной части Советского Тянь-Шаня (к востоку от Таласо-Ферганского разлома): Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Фрунзе: Ин-т геологии АН КиргССР, 1973.
9. *Крестников В.Н., Нерсесов И.Л.* Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — Сов. геол., 1962, № 11, с. 36—69.
10. *Макаров В.И., Панин В.М.* Использование космических изображений при геологических исследованиях, Тянь-Шань. — В кн.: Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978, с. 38—80. (Тр. ГИН; Вып. 317).
11. *Мелькановицкий И.М.* Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. — В кн.: XXII сессия МГК. Докл. сов. геол. Пробл. 2. М.: Недра, 1965, с. 15—25.
12. *Сабитова Т.М.* Строение земной коры зоны, переходной от Северного к Срединному Тянь-Шаню, по сейсмологическим данным. — В кн.: Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978, с. 4—21.
13. *Сабитова Т.М.* Строение земной коры Северной Киргизии и прилегающего района юго-восточного Казахстана по сейсмологическим данным. — В кн.: Строение земной коры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978, с. 3—12.
14. *Таль-Вирский Б.Б.* Строение земной коры Южного и Западного Узбекистана и сопредельных районов. — В кн.: Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1971, с. 67—81.
15. *Уломов В.И.* Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 215 с.
16. *Юдахин Ф.Н.* Опыт геофизического изучения глубинного геологического строения межгорных впадин Северной Киргизии. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 169—173.
17. *Юдахин Ф.Н., Маринченко Г.Г.* Магнитные поля и сейсмичность Тянь-Шаня. — В кн.: Геолого-геофизические особенности и сейсмичность территории Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978, с. 13—29.
18. *Юдахин Ф.Н., Молоков В.Л.* Особенности строения докембрийского фундамента по данным гравиметрии и сейсмичность Тянь-Шаня. — Там же, с. 3—12.

УДК 551.24

П.Л. БЕЗРУКОВ, И.О. МУРДМАА

ГЕОЛОГИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Глубоководные желоба — самые глубокие прогибы современной земной поверхности — расположены на месте структурных швов между ложем океана с океаническим типом земной коры и островными дугами или развивающимися орогенными поясами, земная кора которых по основным геофизическим параметрам относится либо к континентальному, либо к переходному от океанского к континентальному типу. Желоба совпадают с выходами на поверхность сейсмофокальных зон Заварицко-го—Беньофа и генетически с ним связаны, что дает основание считать их структурами весьма глубокого заложения. Они образуют неразрывные пары с островными дугами — мощными структурами поднятия, характеризующимися высокой тектонической активностью и вулканизмом известково-щелочного типа.

Согласно концепции тектоники плит, желоба и островные дуги возникают на границе сходящихся плит литосферы, из которых одна (океанская) пододвигается под другую (континентальную или океанскую) по наклонной сейсмофокальной поверхности. Высказывались и другие точки зрения, вытекающие из иных геотектонических концепций. Разбор тектонических гипотез не входит в задачу данной работы. Мы задались целью дать по возможности объективный обзор важнейших прямых геологических фактов, собранных в основном за последние годы, которые позволяют подойти к вопросу о строении желобов с геологических позиций.

Геологические исследования желобов начались в 1949 г. с изучения покрова четвертичных осадков в первых рейсах нис "Витязь" Института океанологии им. П.П. Ширшова [3]. Начатые в Курило-Камчатском желобе, они затем охватили большинство желобов западной окраины Тихого океана [5]. К ним добавились немногие зарубежные экспедиции [24]. Одним из важных результатов этих работ было доказательство существования в желобах, даже на их максимальных глубинах, многочисленных обнажений коренных пород. При тралениях и драгировках были подняты образцы таких пород [17].

За последнее десятилетие количество данных о коренных (дочетвертичных) породах желобов многократно возросло: успешные драгировки

исчисляются теперь уже многими десятками, а число добытых и изученных образцов — тысячами. Особенно результативными оказались работы на "Витязе" в 39-м [15], 48-м [1] и 57-м [19, 20] рейсах, на "Дмитрии Менделееве" в 17-м рейсе [6], а также детальные исследования, проведенные в связи с подготовкой бурения в Курило-Камчатском [20] и Японском [25, 28] желобах.

Качественно новый этап в изучении геологии желобов связан с началом бурения на "Гломаре Челленджере". Полученные разрезы скважин позволяют надежно интерпретировать данные сейсмопрофилирования, изучать стратиграфию и литологию осадочных толщ. В 56-м и 57-м рейсах "Гломара Челленджера" [29, 33] пробурена серия скважин по разрезу через внутренний склон Японского желоба у северной оконечности о-ва Хонсю. В 60-м рейсе [29] бурились скважины на западном склоне Марианского желоба. В этих, а также в нескольких предшествовавших рейсах были вскрыты разрезы окраин ложа Тихого океана к востоку от желобов Курило-Камчатского, Японского, Идзу-Бонинского, Марианского, Тонга.

Перейдем к изложению основных геологических данных.

Как это вытекает из представления о шовном характере тектонической структуры желобов и подтверждается всей совокупностью геофизических, геоморфологических и геологических данных, строение противоположных склонов желобов различно. Подстилающий рыхлые осадки акустический "фундамент" внутренних (островных) склонов имеет сложное строение, включает в верхней части островодужные комплексы магматических, метаморфических и осадочных пород, а в нижней — породы океанской коры. Под маломощным осадочным чехлом внешнего (океанского) склона залегает базальтовый фундамент ложа океана, а глубинный разрез литосферы по геофизическим параметрам — типично океанский.

В строении осадочного чехла внутреннего склона выделяется несколько типичных структурных элементов, повторяющихся с незначительными модификациями в большинстве желобов: вытянутые вдоль простирания желобов пологие депрессии (осадочные бассейны), заполненные субгоризонтально-слоистыми (по данным сейсмопрофилирования) рыхлыми осадками, и разделяющие их поднятия акустического фундамента; плащеобразно облекающие склон наклонные слои, осложненные дислокациями типа сбросов и подводными оползнями; мощные (до 3—4 км) тела сложнодислоцированных осадков на подножии внутреннего склона ("аккреционные клинья"). Осадочный чехол внешнего склона более однороден. Он представлен на сейсмопрофилях сравнительно маломощным облекающим склон слоем отчетливо двухчленного строения (верхний — с низкой плотностью, акустически "прозрачный" или слабо слоистый, нижний — резко уплотненный "непрозрачный"). Этот чехол продолжается, почти не меняя мощности и внутреннего строения, со склона на ложе океана, где слагает типичный первый (осадочный) слой дна океанских котловин с древним (позднемезозойским) базальтовым фундаментом.

Стратиграфия и литология осадочных толщ внутреннего склона лучше всего изучены в Японском желобе, где в шести точках пробурены сква-

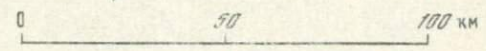
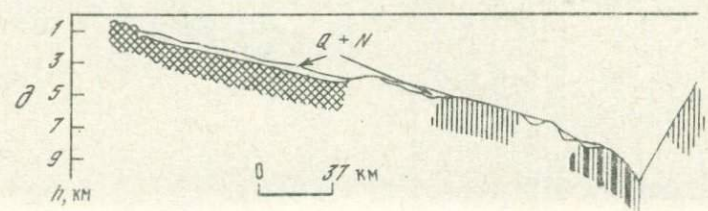
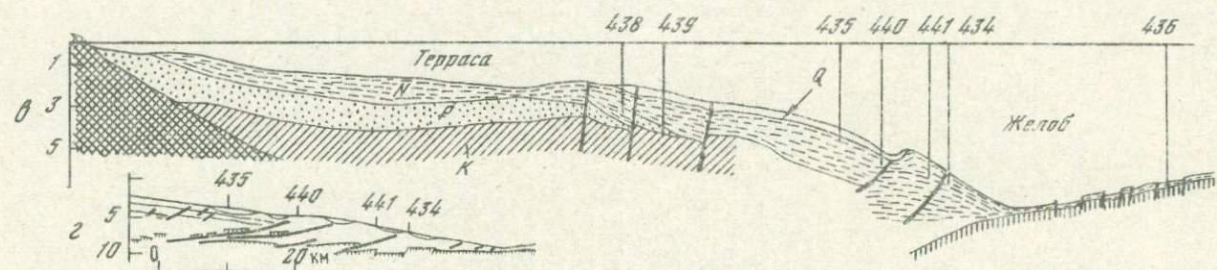
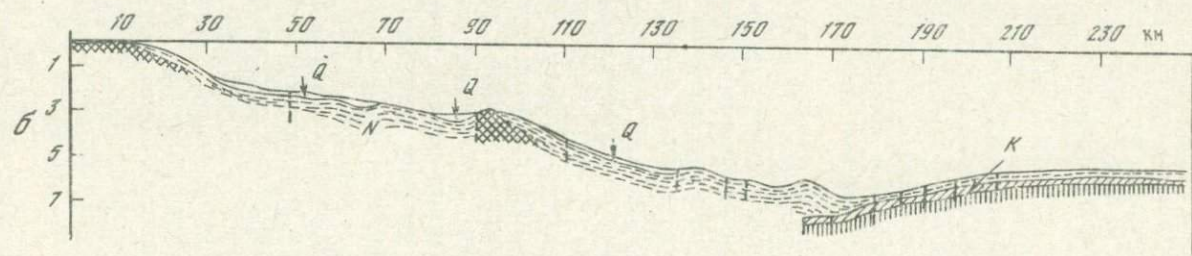
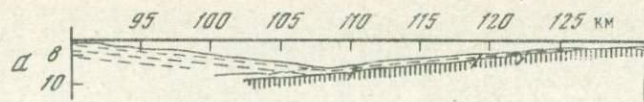
жины (на глубинах от 1600 до 6200 м) в 56-м и 57-м рейсах "Гломара Челленджера" [14].

Наиболее древние породы, принадлежащие к акустическому "фундаменту", были здесь вскрыты скв. 439 на структурном поднятии, образующем внешний край широкой террасы, под которой находится заполненная осадками депрессия (рисунок). Они представлены черными кремнистыми аргиллитами мелового возраста, аналоги которых известны в Японии. Драгированием, проведенным Геологической службой Японии [27, 28], у кромки террасы добыты обломки вулканических пород андезитового ряда, известняков, песчаников, гранитоидов, кремней, кристаллических сланцев, принадлежащих к гранитно-метаморфическому комплексу континентальной земной коры. Такой "континентальный" обломочный материал в данном случае вряд ли может быть продуктом ледового разноса, скорее он имеет местное происхождение. Наличие в "фундаменте" внутреннего склона желоба гранитоидных интрузивных и метаморфических пород или сложенных их обломками конгломератов вероятно, хотя и не доказано.

Под осадочной толщей нижней части внутреннего склона по сейсмическим данным продолжается базальтовый, второй слой океанской коры. Его удастся проследить не только под "аккреционным клином", но и дальше на запад до глубин 3,5—4 км. В одном из вариантов интерпретации сейсмопрофилей [31] показаны сложная раздробленность поверхности этого слоя, поднятие отдельных его блоков по наклонным взбросам в толщу менее плотных пород, слагающих внутренний склон. Учитывая надежно установленную непрерывность сильного отражателя океанского фундамента, коррелятивность его акустических параметров, можно экстраполировать данные о возрасте и составе базальтов ложа океана на фундамент подножия внутреннего склона. При таком допущении плотные породы фундамента представлены толеитовыми базальтами позднемезозойского возраста. Над базальтами выделяется слой литифицированных осадочных пород, вероятно, меловых известняков, кремней и красных аргиллитов, вскрытых бурением на окраине ложа океана.

Палеоценовые и эоценовые отложения в скв. 439 отсутствуют, не установлены они и на краю ложа океана. На меловых аргиллитах с перерывом залегают мелководные олигоценые конгломераты и песчаники [33]. Но существование более полных палеогеновых разрезов предполагается в основании осадочной толщи верхней глубоководной террасы к западу от скважины, а также под средней частью склона. Конгломераты (конгломерато-брекчии) в скв. 439 сложены крупными обломками кислых и средних эффузивных пород (риолитов, дацитов, андезитов) — продуктов субазральных вулканов островодужного типа. В виде примеси присутствуют обломки подстилающих черных аргиллитов. Песчаники граувакковые содержат мелководную фауну моллюсков и фраминифер. Возраст их позднеолигоценый.

Выше в скв. 439 и 438 согласно, без перерыва, залегают нижнемиоценовые турбидиты, представляющие краевые фации нижних слоев осадочной толщи, заполняющей депрессию под верхней террасой. Они отражают смену мелководных условий на краю террасы умеренно глубоководно-



	1		4		7
	2		5		8
	3		6		9

водными. В среднем—позднем миоцене турбидиты сменились гемипелагическими отложениями туффито-кремнисто-глинистой формации, накопление которой продолжается до настоящего времени на обоих склонах Японского желоба и далеко за его пределами — в Курило-Камчатском желобе и на дне Северо-Западной котловины Тихого океана.

Разрезы. этой неоген-четвертичной формации изучены на внутреннем склоне Японского желоба в скв. 438, 435, 441 и 434. Последние две пробурены на нижней части склона в тело "аккреционного клина" при глубинах океана 5500 и 6000 м. Они вскрыли толщу гемипелагических зеленовато-серых кремнисто-глинистых, туффито-кремнисто-глинистых и туффитовых осадков с тонкими прослоями витрокластической тефры в возрастном интервале от позднего миоцена до позднего плиоцена. Большая часть плейстоценовых отложений выпадает, и на плиоценовых залегают лишь маломощный слой верхнего плейстоцена—голоцена. В скв. 434 ниже 100 м, а в скв. 441 ниже 380 м осадки литифицированы и сильно трещиноваты; очевидно, подверглись интенсивной "тектонизации" либо в результате общего бокового сжатия, либо при движениях по разломам, фиксируемым на сейсмопрофилях. Мощность нижнеплиоценовых отложений резко увеличена (более 400 м в скв. 434), частично, вероятно, за счет вторичного (тектонического или оползневого) скупивания.

Судя по характеру сейсмопрофилей, разрез внешнего склона Японского желоба должен быть сходным с вскрытым на краевом валу желоба в скв. 436 [30, 31]. Базальтовый фундамент в скважине не был достигнут, но по данным расположенных восточнее скважин 32-го рейса [32], по магнитным аномалиям и построениям тектоники плит [26] он сложен океанскими толеитами раннемелового возраста. Над базальтами (на сейсмопрофилях) расположен тонкий, акустически "прозрачный" слой, а выше — плотный, акустически "непрозрачный". Эта пара интерпретируется как слой меловых известняков с перекрывающими их кремнями. Скв. 436 дошла до слоя кремней, содержащих позднемеловые радиолярии. Они оказались перекрытыми примерно 20-метровым слоем палеонтологически "немых" пелагических глин (верхний мел — палеоген?), выше которых скважина вскрыла слои уплотненных диатомово-радио-

Схематические поперечные разрезы через глубоководные желоба, построенные по данным сейсмопрофилирования, бурения и драгирования (с изменениями и дополнениями авторов)

а — Курило-Камчатский желоб в районе о-ва Симушир, приосевая часть [4]; б — Курило-Камчатский желоб в районе п-ова Немуро; соотношение масштабов 1:5 [25]; в — Японский желоб в районе северной оконечности о-ва Хонсю [31]; г — там же, приосевая часть в интерпретации М. Лангсета и Х. Окада [31]; д — Марианский желоб в районе о-ва Гуам [7]. 1 — четвертичные и неоген-четвертичные отложения; 2 — неогеновые гемипелагиты и турбидиты; 3 — палеогеновые (олигоценые?) обломочные отложения (песчаники, конгломераты); 4 — меловые отложения: на океанском склоне — пелагические известняки и глины с кремнями, на островном склоне — кремненные аргиллиты и другие породы; 5 — породы континентального и островодучного комплексов ("фундамента" внутреннего склона); 6 — базальты второго слоя океанской коры; 7 — глубинные породы офиолитовой ассоциации; 8 — разломы; 9 — скважины "Гломара Челленджера".

ляриевых глин переходного типа от пелагических к гемипелагическим (средний—верхний миоцен), а над ними — непрерывный разрез уже упомянутой выше гемипелагической туффито-кремнисто-глинистой формации с прослоями витрокластической тефры (верхний миоцен — плейстоцен).

Ось желоба по большинству сейсмопрофилей представляет собой место стыка тонкого края "аккреционного клина" подножия внутреннего склона с уходящим под нее разрезом внешнего склона. Никаких признаков заполнения желоба мощными турбидитами не видно, хотя колонками со дна подняты глинистые осадки с прослоями песка и алевролита турбидитного облика.

Не совсем ясно поведение верхнего прозрачного слоя внешнего склона в осевой зоне желоба. Построенные по сейсмопрофилям геологические разрезы [25] демонстрируют простой стык (типа фациального перехода) этого слоя с осадками, слагающими "аккреционный клин", иногда со слабыми признаками скучивания. Подобие незначительного по объему скучивания верхнего слоя осадков океанского склона можно наблюдать и на сейсмопрофилях, но данные бурения в 56-м и 57-м рейсах показали, что по крайней мере вся верхняя часть "аккреционного клина" сложена осадками внутреннего склона, а не образована в результате соскребаания океанских осадков в ходе субдукции океанской плиты. На некоторых профилях многоканального сейсмопрофилирования, любезно переданных нам Океанологическим институтом Университета Токио, довольно отчетливо видно продолжение верхнего "прозрачного" слоя океанского склона под краем "аккреционного клина".

Курило-Камчатский желоб, судя по морфологии склонов, данным сейсмопрофилирования и драгировок, имеет в своем геологическом строении много общего с Японским. Здесь на внутреннем склоне также выделяются заполненные осадками продольные депрессии, выраженные в рельефе как более пологие ступени, и выступы более плотных пород "фундамента", представляющие края этих ступеней, а иногда гребни и крутые уступы (см. рис. б). На подножии внутреннего склона вырисовывается мощное осадочное тело (см. рис. а). На сейсмопрофилях видна его чешуйчато-надвиговая структура, свидетельствующая, как указывает В.Е. Хаин [21], об интенсивном сжатии.

В разрезе подножия склона в районе о-ва Итуруп [8] выделяются две толщи различной акустической плотности. Верхняя (мощность 200—300 м) заполняет понижения в кровле нижней и сложена, судя по данным драгировок, плотными диатомовыми глинами, туфодиатомитами и туфопесчаниками верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена. Близкие к ним по облику и возрасту породы, очевидно принадлежащие к неогеновой туффито-кремнисто-глинистой формации, были подняты тралами с разных частей внутреннего склона желоба в 22-м и 39-м рейсах "Витязя" [15, 12].

Нижняя толща, судя по картине сейсмической записи, сложно дислоцирована, подобно "аккреционному клину" Японского желоба. Результаты драгирования позволяют Б.И. Васильеву с соавторами [8] предположить, что в состав ее верхней части входят туфопесчаники, туфоалевролиты и туфогравелиты среднемиоценового возраста, тогда как акустический

фундамент неогенового осадочного тела сложен метаморфизованными осадочными и кремнистыми породами предположительно доверхнемелового возраста и верхнемеловыми вулканогенными породами среднего состава.

Выходы донеогеновых пород показаны по данным драгировок на внутреннем склоне южной части Курило-Камчатского желоба (против Малых Курил) на японской геологической карте [25]. Протяженная полоса таких выходов протягивается вдоль края ступени на глубинах 2,5—3 км (см. рис. б). На "Витязе" с подножия внутреннего склона против южной оконечности о-ва Симушир подняты тралом крупные глыбы и большое количество щебня сливных кварцевых кремней красно-коричневого цвета с белыми кристобалит-тридимитовыми оторочками, темно-серых слоистых кремнистых сланцев и кремневых силицитов [15], в которых содержатся обильные остатки радиолярий плохой сохранности. Возраст их, по определениям Л.Б. Тихомировой, позднемезозойский, скорее всего позднемеловой. По микроструктуре [22], а также по строению глыб и по минеральному составу эти силициты близки к океанским кремням. Они могут принадлежать как к древнему акустическому фундаменту внутреннего склона, так и к надбазальтовому осадочному слою океанской коры, которая, судя по сейсмопрофилям из работы [8], обнажается в этом районе в осевой зоне желоба.

Следует, однако, подчеркнуть, что к интерпретациям данных драгировок надо относиться с осторожностью, особенно в районах широкого распространения грубообломочного материала ледового и водорослевого разнота, а также на участках развития гравитационного перемещения вниз по склону обломков и осадочных масс.

Внешний склон желоба представляет собой продолжение ложа Северо-Западной котловины Тихого океана, полого изогнутого и разбитого на изгибе серией крутых сбросов небольшой амплитуды [8, 9, 7]. Кровля второго сейсмического слоя океанской коры четко прослеживается до дна желоба и далее под осадочным телом подножия внутреннего склона на расстояние до 12 км от оси желоба. На ряде профилей видно также продолжение под краем внутреннего склона осадочного слоя океанской коры.

О составе пород фундамента внешнего склона желоба можно судить только по немногочисленным драгировкам на краевом валу Зенкевича, где [10] встречены вторично измененные базальты и трахибазальты [6]. Четвертичные осадки представлены слабокремнистыми диатомовыми глинами и туфоглинами [15], вероятно представляющими верхние слои неоген-четвертичной туффито-кремнисто-глинистой формации, выраженной на сейсмопрофилях в виде акустически "прозрачного" слоя.

В желобах, расположенных между двумя областями с океанским типом земной коры (ложе Тихого океана и Филиппинское море), — Идзу-Бонинском, Марианском, Яп и Палау — склоны более крутые и в значительной части обнаженные; осадочный покров на них, как правило, маломощен и прерывист. На одном из сейсмопрофилей в 17-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" [2] в южной части Марианского желоба на верхней части внутреннего склона выделяется слабо деформированная

слоистая толща, ниже которой осадками заполнены только отдельные "карманы" между выступами акустического фундамента. Нижняя часть внутреннего склона глубже 8 км и весь внешний склон (здесь крутизна его в среднем 10–15°) представляют собой сплошные обнажения пород фундамента. Особенно это касается наиболее глубоких частей желобов, где крутизна обоих склонов резко возрастает. Специфичен и состав обнажающихся здесь пород.

На внутреннем склоне средней части Марианского желоба, в районе о-ва Пейген, были в 60-м рейсе "Гломара Челленджера" в четырех точках пробурены скважины [29]. Две станции бурения располагались на обращенном в сторону океана склоне вулканической островной дуги на глубинах 3449 м (скв. 458) и 4120 м (скв. 459), батиметрически выше перегиба склона к крутой нижней части, а последние две — на этом крутом склоне, средний уклон которого составляет 9° на глубинах воды 6450 м (скв. 460) и 7029 м (скв. 461), в небольших осадочных бассейнах ("затрудах"), окруженных скальными обнажениями.

Акустический фундамент был достигнут в двух точках на верхней части склона (скв. 458, 459), где он представлен довольно сложной ассоциацией основных эффузивных пород, включая авгит-плагиоклазовые базальты (андезито-базальты?) и бесполовошпатовые двупироксеновые бониниты. Возраст осадков, непосредственно перекрывающих эффузивы, позднеолигоценовый, что указывает на олигоценовый возраст вулканизма во внешней зоне этой островной дуги.

Позднеолигоценовые отложения богаты вулканокластическим материалом в обеих скважинах. В скв. 459, пробуренной в небольшой депрессии, у кромки уступа вскрыта мощная толща туфотурбидитов и оползневых отложений, чередующихся с известковистыми глинами (верхний олигоцен — средний миоцен). Выше с перерывом залегают карбонатные и кремнистые илы с тефровыми прослоями (ранний плиоцен — ранний плейстоцен). В скв. 458, расположенной на невысоком поднятии, неоген-четвертичный разрез представлен карбонатными и кремнисто-карбонатными осадками также с перерывом над кровлей среднего миоцена.

На нижней части склона скважины прошли менее 100 м переотложенных осадков, содержащих смешанные микропалеонтологические комплексы от эоценовых до плейстоценовых. В обеих скважинах были обнаружены также меловые (вероятно, кампанские) радиоларии, указывающие на присутствие мезозойских отложений в фундаменте островного склона желоба. Осадки кремнисто-глинистые, туффитовые и обломочно-глинистые эдафогенные с прослоями тефры. В основании скважин вскрыты склоновые брекчи, вероятно также эдафогенные. В составе обломков пород обнаружены базальты и метабазальты, туфы, измененные гялокластиты, метадиабазы и метагаббры с ассоциациями метаморфических минералов от низкотемпературных до амфиболовой фации. По всей вероятности, обломочный материал образован в результате дробления пород фундамента, вынесенных на поверхность дна тектоническими дислокациями.

В южной части желоба, в районе о-ва Гуам, в 17-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" [6, 18] с нижней части внутреннего склона (8100–8400 м)

были подняты обломки, в том числе крупные глыбы, широкого набора пород офиолитовой ассоциации и эдафогенных осадочных образований (брекчий, песчаников, гравелитов), основной составной частью которых служат продукты дробления этих же пород. Среди пород офиолитовой ассоциации преобладают члены дайкового комплекса (габбро-диабазы, диабазы), толеитовые базальты (в том числе пиллоу-лавы) и ультрабазиты (в разной степени серпентинизированные гарцбургиты, плагиоклазовые лерцолиты, редко — пироксениты), в подчиненном количестве встречаются габбро, родингиты. Выше по склону (5500 м) подняты только диабазы и пиллоу-базальты толеитового состава [23].

Породы офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габброиды, амфиболиты, пироксениты, базальты, габбро-диабазы) и эдафогенные отложения, образованные из продуктов их разрушения, были обнаружены также на дне и на внешнем (океанском) склоне южной субширотной части Марианского желоба [19]. Изучение этих пород привело Г.Б. Рудника и др. [11] к выводу об обнажении на склоне Марианского желоба разреза океанской коры со всеми его типичными членами.

В районе о-ва Гуам, на внешнем склоне Марианского желоба, выделяется погруженная подводная гора (гайот). Драгированием со склона желоба у подножия горы получены образцы измененных гиалокластитов и базальтов. Среди последних выделяются, с одной стороны, плотные, глубоководные лавы (в том числе шаровые), с другой — пористые и миндалекаменные, имеющие мелководный или субазральный облик. Наряду с находками на склоне гайота фосфатных брекчий [16], сходных с фосфатными породами гайотов Мид-Пасифик [4], эти базальты свидетельствуют о значительном погружении внешнего склона с находящимся на нем гайотом.

На магматических и метаморфических породах фундамента внутреннего склона, а частично, возможно, чередуясь с ними в разрезах, залегают, судя по драгировкам, разнообразные осадочные и вулканогенно-осадочные породы [16]: туфы, тефрогенные и граувакковые песчаники, брекчии, пелагические известняки и мергели, кремнистые и кремнисто-глинистые породы. По предварительным данным, возраст одной группы более литифицированных пород — миоценовый (средний — поздний миоцен), тогда как рыхлые разности явно моложе. Встречены переотложенные эоценовые кокколлиты и фораминиферы, свидетельствующие о наличии в разрезе палеогеновых отложений. Характер залегания — плащеобразный или заполнения "карманов" (см. рис. 1, д).

На внешнем склоне субширотной части желоба [20] восстановленный по драгированным обломкам разрез осадочных пород начинается мелоподобными известняками и мергелями верхнего олигоцена — нижнего миоцена. Выше залегают мергелистые туффиты и туфы, а затем туфоглины и кремнисто-глинистые осадки верхов нижнего миоцена. По интерпретации авторов [20, с. 31], "смена мергелей и мергелистых туффитов бескарбонатными глинами в середине раннего миоцена, вероятно, отражает опускание южного склона желоба". Они высказывают предположение, что к этому времени относится тектоническое раскрытие нижней части желоба. На дне желоба на глубинах 8 300—10 000 м обнаружены

эдафогенные серпентиновые песчаники и алевролиты раннемиоценового возраста, содержащие переотложенные эоценовые радиолярии.

Полулитифицированные миоценовые породы образуют, по-видимому, нижнюю часть осадочного чехла склонов Марианского желоба, тогда как эоценовые и меловые принадлежат, скорее всего, к его акустическому "фундаменту".

Не задерживаясь на менее представительных геологических материалах, полученных в других желобах, упомянем лишь о некоторых важных, на наш взгляд, фактах. Тектонизированные глубинные породы офиолитовой ассоциации нижних слоев океанской коры обнаружены еще на островном склоне желоба Яп (серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, амфиболиты, габбро, диабазы) [6], на островном склоне Филиппинского желоба (данные Н.С. Скорняковой), на подножии островного склона и на дне желоба Тонга (перидотиты, серпентиниты). Диабазы и базальты "второго" слоя океанской земной коры драгированы на океанском склоне и на дне желоба Яп [6], на островных склонах желобов Новобританского [17] и Тонга [1]. Магматические и метаморфические породы, относящиеся, вероятно, к островодужному комплексу, получены с островных склонов желобов Яп, Палау [6], Тонга [1] и др.

Во всех перечисленных случаях обломки магматических, метаморфических, а также сопровождающих их осадочных и вулканогенно-осадочных пород на склонах желобов находятся во вторичном залегании, входят в состав молодых (современных, плейстоценовых) эдафогенных склоновых накоплений [13, 16]. Среди последних имеются, вероятно, как покрывающие коренные обнажения, и особенно выходы поверхностей разломов, подводно-элювиальные образования, так и в разной степени перемещенные гравитационными процессами подводно-оползневые, обвальные и осыпные отложения, а также турбидиты. Отложения эти, по-видимому, близки к "дикому флишу". Они чередуются на склонах желобов с современными гемипелагическими и пелагическими илами, обычно содержащими примесь тефры островодужного вулканизма и тефровые прослои.

По геологическому строению внутренние (островные) и внешние (океанские) склоны желобов существенно различны. Под внутренними склонами располагается массив гетерогенного по акустическим свойствам "фундамента" со сложнодислоцированной поверхностью, в целом наклоненной в сторону океана. В состав "фундамента" входят магматические, метаморфические и осадочные породы островодужного комплекса, а также породы офиолитовой ассоциации океанской коры. Последние выходят на нижних частях склонов наиболее глубоких желобов, расположенных между плитами океанской литосферы у слабо развитых островных дуг, не имеющих континентальной коры (Марианский, Яп, Палау, Тонга). Островодужный комплекс "фундамента" таких желобов представлен главным образом молодыми вулканитами андезитового пояса. Осадочные образования мелового и палеогенового возраста, о наличии которых говорит переотложенная фауна, принадлежат, вероятно, тектонически выведенным на поверхность блокам океанской коры.

Породы островодужного комплекса, входящие в состав "фундамента" внутренних склонов желобов у островных дуг с более или менее развитой континентальной корой (Японский, Курило-Камчатский), более

разнообразны. Помимо вулканитов андезитового пояса (олигоценых или более молодых), сюда входят дислоцированные меловые и палеогеновые (может быть, и более древние?) осадочные породы, а также, вероятно, гранитоиды и метаморфиты "гранитного" слоя континентальной коры. В нижней части островные склоны подстилаются полого наклоненным в сторону островной дуги базальтовым, вторым слоем океанской коры.

Рыхлый или слабо литифицированный осадочный чехол внутренних склонов желобов имеет неоген-четвертичный (частично — олигоценый) возраст и неравномерно распределен в зависимости от структуры "фундамента". Имеются вытянутые по простиранию желобов впадины и небольшие, отгороженные поднятиями "карманы", заполненные неоген-четвертичными гемипелагитами, туффитами, турбидитами и эдафогенными склоновыми отложениями, а также субпараллельные склону слоистые тела, плащеобразно перекрывающие неровности "фундамента". На подножиях внутренних склонов многих желобов обнаружены мощные клиноподобные тела ("аккреционные клинья") сложнодислоцированных и тектонизированных неогеновых осадков, залегающие на поверхности погруженной океанской коры.

Внешние склоны желобов представляют собой продолжение коры океанского ложа, где над базальтовым, вторым слоем залегают пелагические глины, известняки и кремни, перекрытые неоген-четвертичными гемипелагитами или пелагитами.

Имеется ряд признаков последовательного, но неравномерного опускания обоих склонов желобов. На внешнем склоне оно подтверждается не только перегибом и относительным погружением поверхности океанской коры на 3—5 км, но также "утопанием" в желобах подводных гор и гайотов с мелководными отложениями и субэаральными вулканитами. Среди многочисленных доказательств опускания на внутренних склонах особенно убедительно быстрое погружение в миоцене прежде мелководного поднятия на краю террасы в Японском желобе ("земли Ойасио" [33]).

Большинство прямых геологических фактов, которыми мы располагаем на сегодняшний день, удовлетворительно укладывается в модель субдукции океанской плиты в ее усовершенствованном варианте, не требующем соскребания осадков с поверхности погружающейся океанской коры, но эти факты нельзя считать однозначным доказательством идеи субдукции, которая с геологической точки зрения пока остается более или менее обоснованной рабочей гипотезой.

А B S T R A C T

Oceanic trenches are deep neotectonic suture-type troughs between the ocean floor and island arcs, which are common constituents of active continental margins. According to a plate tectonics model they were formed by the subduction of the oceanic plate under the continental one (in the Zavaritsky-Benioff zones). Geophysical data, dredging and deep-sea drilling results along with studies of Quaternary sedimentation and bottom geomorphology reveal a great difference in the geology of inner (island-arc) and outer (oceanic) sides of trenches.

Inner slopes are built up of gentle elongated depressions which extend parallel to trench axis, and rises separating them, which are broken by longitudinal transverse faults. In the Japan and Kurile-Kamchatka trenches such depressions originated in late Paleogene and are filled by Neogene to Quaternary sediments (terrigenous, siliceous or carbonate hemipelagites, volcano-terrigenous and tuffitic sediments, turbidites and tuff turbidites). Lithologically similar sediments cover the trench slopes as an intermittent blanket. Basement rocks outcrop or approach the sea bottom on structural rises and steep cliffs. As evidenced by dredging and drilling, the basement consists of Cretaceous and Paleogene sedimentary, volcanogenic-sedimentary and volcanic rocks of the island-arc assemblage as well as of ophiolitic rocks (ultrabasic rocks, gabbroids, dolerites, basalts and metamorphites developed after them, i.e. greenstones, rhodinites, amphibolites, etc.). Outcrops of chert and siliceous shale are known. Rocks of the island arc basement, including those of the ancient oceanic crust and upper mantle (ophiolites) were brought up by tectonic movements along faults. The rocks are crushed, brecciated, and shattered. Downslope gravity transport of crushed products resulted in edaphogeneous deposits characteristic of the inner slopes of trenches. Thick sedimentary bodies ("accretionary wedges") occur at the foot of the inner slope of some trenches. Neogene sediments, which comprise an important portion of the wedges, are tectonically deformed and accreted. Their normal stratification is destroyed. The "accretionary wedges" overlie slightly dipping acoustic basement, which is a continuation of ocean floor basaltic basement.

The outer trench slopes are geologically close to ocean floor margins, but differ from the latter by a system of vertical faults, visible in bottom topography and seismic records. On the fault escarpments and crests oceanic basalts (both tholeiitic and alkaline) are exposed, whereas on the foots of slopes in several trenches (Mariana trench for example) there are outcrops of the oceanic ophiolites (ultramafics, gabbro, metamorphites). The slopes are covered by a thin blanket of oceanic sediments. The sedimentary section of the northeast Pacific floor comprises Cretaceous to Paleogene (?) pelagic sediments (nanno-limestones, cherts, pelagic clays) and Neogene to Quaternary hemipelagites with ash layers and tephra admixture (derivatives of the island-arc volcanism) overlaying them after long hiatus.

The trench axes are either occupied by young (Quaternary?) turbidites, or appear to be empty. It is assumed that trench axis migrates towards the ocean floor.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Безруков П.Л., Мурдмав И.О., Прокопцев Н.Г. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга. — ДАН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1232—1235.
2. Агапова Г.В., Беляев А.В. и др. Геоморфологическая и сейсмоакустическая характеристика Филиппинского моря. — В кн.: Геология Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.

3. Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. — Тр. Ин-та океанол. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 12, с. 97—129.
4. Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана. — ДАН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 913—916.
5. Безруков П.Л., Петелин В.П. Донные осадки глубоководных желобов западной части Тихого океана. — Тр. Океаногр. комис. Пробл. 10, 1962, вып. 3, с. 4—8.
6. Богданов Н.А. Офиолиты континентов и океана. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 126—129.
7. Бондаренко Б.А., Гаркаленко И.А., Журавлев А.И. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры. Курило-Камчатского желоба. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 135—137.
8. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Строение приосевой зоны юго-западной части Курило-Камчатского желоба. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 70—78.
9. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979.
10. Васильев Б.И., Подзорова Д.И., Скорикова М.Ф. Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан). — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 700—703.
11. Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Скорнякова Н.С., Матвеевков И.А. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 39—47.
12. Мурдмаа И.О. Осадкообразование в современных геосинκлиналих областях Тихоокеанского пояса. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 128—147.
13. Мурдмаа И.О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов. — В кн.: Палеонтология и морская геология: Междунар. геол., конгр., XXV сессия. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1976, с. 156—165.
14. Мурдмаа И.О. Глубоководное бурение в Японском желобе. — Природа, 1978, № 11.
15. Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Богданов Ю.А. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе. — В кн.: Фауна Курило-Камчатского желоба и условия ее существования. М.: Наука, 1970, 58—71.
16. Мурдмаа И.О., Гречин В.И. и др. Осадки и осадочные породы. — В кн.: Геология Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
17. Петелин В.П. Твердые породы дна глубоководных желобов Тихого океана. — В кн.: XXII сессия МГК. Докл. сов. геол. Пробл. 16. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 78—86.
18. Савельева Г.Н., Добрецов Н.Л. Петрология гипербазитов, габбро и метаморфических пород. — В кн.: Геология Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
19. Скорнякова Н.С., Липкина М.И. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 6, с. 1063—1066.
20. Кругликова С.Б. и др. Осадки и осадочные породы Марианского желоба. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 18—32.
21. Хаин В.Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
22. Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. 48 с.
23. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. Петрология вулканогенных пород. — В кн.: Геология Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
24. Anikouchine W.A., Ling H.Y. Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific region. — Marine Geol., 1967, vol. 6, N 2, p. 141—154.
25. Geological map of the Japan and Kurile trenches and the adjacent areas. 1:1 000 000 Marine Geol. map series II. Geol. survey of Japan, 1978.
26. Hilde I.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic sea-floor spreading the North Pacific. — In: Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union, 1976, vol. 19, p. 205—226.
27. Honza E. Neogene geological history of Tohoku Island Arc. — In: Marine Geology. Tokyo Univ. Press, 1976, p. 137—154.
28. Honza E., Kagami H., Nasu N. Neogene geological history of the Tohoku Island Arc system. — J. Ocean. Soc. Japan, 1977, vol. 33, p. 297—310.

29. *Hussong D., Uyeda S. et al.* Leg 60 ends in Guam. — *Geotimes*, 1968, vol. 23, N 10, p. 19—22.
30. *Ishiwada Y.* Petroleum geology of the continental margin adjacent to Japanese Islands. — *J. Jap. Assoc. Petrol. Tech.*, 1974, vol. 39, p. 216—220.
31. *Langseth M., Okada H. et al.* Near the Japan trench transect begun. — *Geotimes*, 1978, N 3.
32. *Larson R.L., Moberly R. et al.* Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. V. 32. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1975, p. 1060.
33. *Nasu N., von Huene R. et al.* Japan trench transected. — *Geotimes*, 1978, N 4, p. 16—21.

УДК 551.24

М.С. МАРКОВ, Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ, С.М. ТИЛЬМАН

АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

К континентальным окраинам, рассматриваемым в статье, относятся структурные зоны, образующие Тихоокеанский тектонический пояс. На северо-западе Тихого океана это области, лежащие к востоку от Сибирской платформы и простирающиеся до океанического ложа (включая в них глубоководные желоба), а также расположенная южнее Сихотэ-Алинско-Японская зона (рисунок) [7].

Рассмотрим тектоническую эволюцию континентальных окраин под углом зрения преобразования океанического типа земной коры в континентальный. Процесс этот сложный и может сопровождаться мощными деструктивными явлениями, приводящими к крупным нарушениям и перестройкам тектонического плана геосинклинальных систем и областей. Ниже на это будет обращено специальное внимание.

Континентальные окраины Тихоокеанского пояса вообще и северо-западного его сектора в частности подразделяются на две главнейшие тектонические категории: а) тыловые зоны, где геосинклинальный процесс закончился и сформировалась зрелая континентальная кора, и б) фронтальные зоны, которые в настоящее время находятся на геосинклинальном этапе развития и где зрелая континентальная кора еще не образовалась. В этих последних распространены субокеанические и субконтинентальные типы земной коры. Главное различие между двумя этими типами коры в том, что в одном из них гранитно-метаморфический слой отсутствует, а в другом он существует.

Зрелая континентальная кора (континентальный тип) от незрелой (субконтинентальный тип) отличается комплексом признаков: широким развитием калиевого гранитоидного магматизма, сложной покровно-складчатой структурой, распространением верхних моласс, развитием окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов типа Охотско-Чукотского [5]. Проявление гранитно-метаморфического слоя в земной коре также характеризуется определенным комплексом признаков. К их числу принадлежат: распространение габбро-гранодиоритовых и плагиогранитных формаций, флиша, нижнемолассовых комплексов.

Раздел между тыловыми и фронтальными зонами континентальной окраины на северо-западе Тихого океана проходит по упомянутому выше Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, а далее на юг — по Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу. К востоку от них, вплоть до глубоководных желобов, располагается зона несформировавшейся континентальной коры, находящаяся на разных стадиях геосинклинального развития.

В качестве главного метода анализа и синтеза материала под предлагаемым углом зрения был избран метод составления тектонической карты, где тектоническое районирование земной коры производится в соответствии с временем формирования зрелой континентальной коры или гранитно-метаморфических слоев [6]. На континентальных окраинах северо-запада Тихого океана, в пределах материкового блока, выделяются дорифейская, позднепалеозойская, позднемезозойская и позднемеловая—палеогеновая эпохи континентального корообразования.

Области с дорифейской континентальной корой охватывают Верхоянский хребет, Яно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую зоны, где развиты мощные миогеосинклинальные или сходные с ними комплексы, покрывающие дорифейский сиалический субстрат. Они могут быть существенно складчатыми, но местами дислоцированы полого. Среди них присутствуют карбонатные и карбонатно-терригенные отложения рифея и палеозоя (до нижнего карбона включительно), но главным образом это терригенные (иногда с примесью туфогенных) породы широко известного и хорошо описанного верхоянского комплекса, имеющего позднепалеозойский—среднемезозойский возраст. Все эти комплексы образовались на окраинах Восточно-Азиатского дорифейского континента (рифейские аркозы) в условиях обширных шельфовых морей, дно которых испытывало значительное прогибание в течение длительного времени. Местами среди этих комплексов выступают блоки архейских и протерозойских пород, лежащих в их фундаменте. Это Охотское, Адыча-Эльгинское, Среднеянское, Восточно-Чукотское и некоторые другие поднятия. Особенности геологических разрезов поднятий показывают, что как позитивные структуры они развивались длительное время, в некоторых случаях в течение сотен миллионов лет. Соответственно прогибание дна в шельфовых морях было дифференцированным по амплитуде, что и привело к образованию упомянутых относительных поднятий — остаточных массивов.

Перед фронтом Верхоянского хребта, на стыке с Сибирской платформой, в эпоху образования Верхоянско-Чукотской складчатой области (поздняя юра — ранний мел) образовался Приверхоянский краевой прогиб, а внутри этой области — межгорные впадины, выполненные молассоидными формациями. С меловым периодом связан также гранитоидный магматизм.

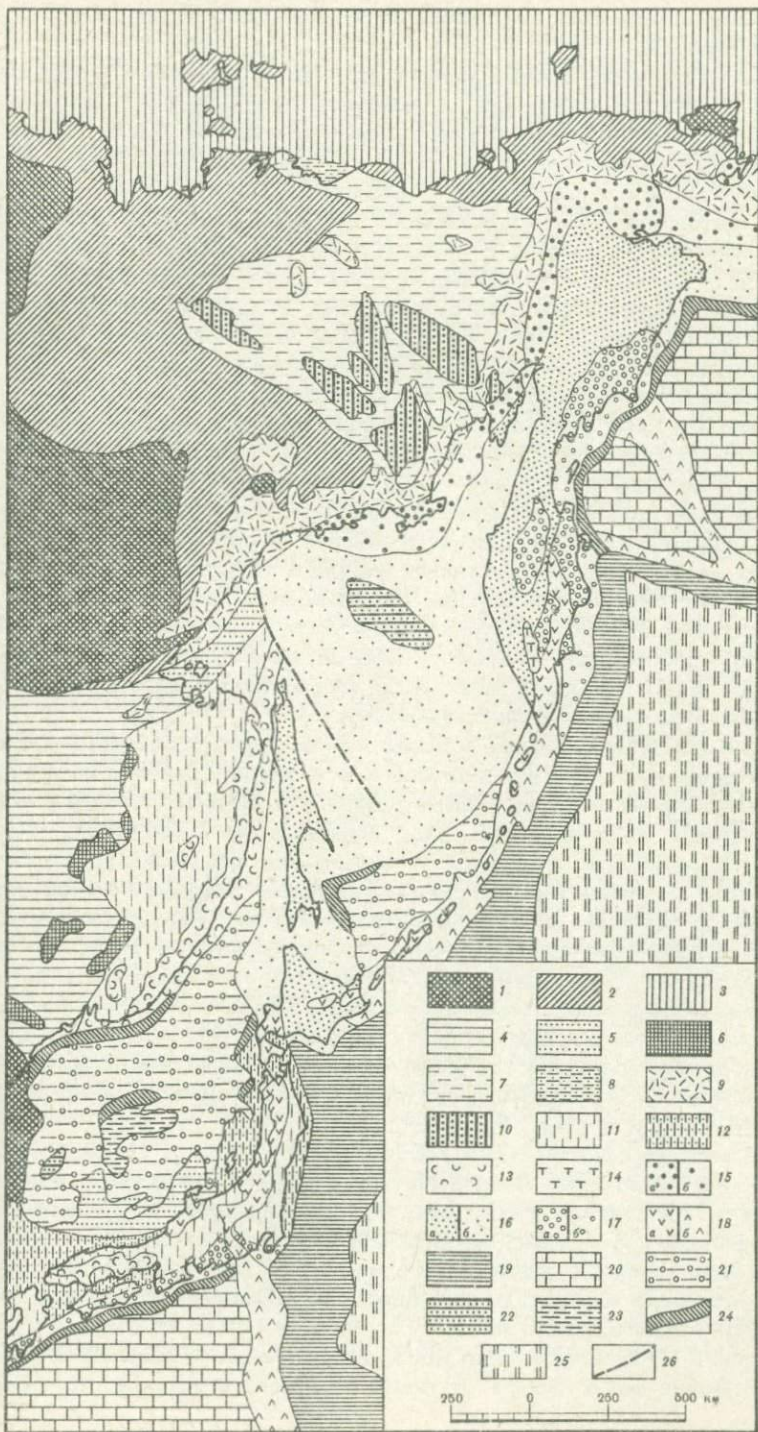
Таким образом, всю совокупность отмеченных здесь явлений, относящихся к рифейско-позднемезозойскому времени, авторы рассматривают как форму развития континентальной земной коры. Определенно видно, что этот характер развития отличается от развития коры древних платформ. Элемент подвижности в данном случае значительно выше.

Это можно связать с окраинным положением Верхояно-Чукотской области в Тихоокеанском сегменте Земли. О том, какова была тектоническая история описанных здесь зон в дорифейское время, судить трудно, так как данных для этого пока мало. Однако А.М. Лейтес и В.С. Федоровский [4], изучая Алданско-Становую область, пришли к заключению, что на отрезке 3—1,8 млрд. лет назад в Восточной Сибири существовали материк и океан и что они были разделены шельфом и континентальным склоном и даже островными дугами аналогично тому, как это отмечается для континентальных окраин в фанерозое. Устанавливается также развитие рифтогенных прогибов, относящееся к началу раннего протерозоя. Материк занимал относительно более западное положение. По-видимому, эти данные можно перенести на интересующие нас зоны.

Области с позднепалеозойской континентальной корой включают Амуро-Зейскую и Буреинскую зоны, а также Юго-Западное Приморье. Они образовались в результате раскрытия дорифейской континентальной коры в раннем фанерозое. В различных зонах Юго-Западного Приморья в нижней части разрезов распространены основные эффузивы, яшмы, кремнистые сланцы, а также известняки, терригенные и туфогенные породы. Выше этих комплексов лежат терригенные, граувакковые, андезит-базальтовые, липаритовые и молассоидные формации. Присутствуют тела габбро и ультрабазитов. Характерен протяженный (400 км) краевой вулканический пояс позднепалеозойского возраста — важный индикатор времени становления континентальной коры. Развита верхняя моласса, также относящаяся к позднему палеозою, и гранитоиды. Набор

Схема тектоники северо-западной части Тихоокеанского пояса

Области дорифейской континентальной коры: 1 — комплексы дорифейской континентальной коры; 2 — то же, под чехлом платформенных и миогеосинклинальных комплексов и под комплексами пород наложенных прогибов и впадин; 3 — то же, под отложениями современного шельфа. Области позднепалеозойской континентальной коры: 4 — комплексы различных стадий формирования позднепалеозойской континентальной коры; 5 — то же, под отложениями современного шельфа; 6 — фрагменты дорифейской континентальной коры. Области позднемезозойской континентальной коры: 7 — комплексы различных стадий формирования позднемезозойской континентальной коры; 8 — то же, под отложениями современных шельфов; 9 — комплексы — показатели становления позднемезозойской континентальной коры; 10 — фрагменты дорифейской континентальной коры. Области континентальной коры позднемелового возраста: 11 — комплексы различных стадий формирования позднемеловой континентальной коры; 12 — то же, под отложениями современных шельфов; 13 — комплексы — показатели становления позднемеловой континентальной коры. Области формирующейся континентальной коры: 14 — гранитно-метаморфический слой конца раннего карбона; 15 — гранитно-позднемеловой метаморфический слой раннего мела; 16 — палеогеновый гранитно-метаморфический слой; 17 — миоценовый гранитно-метаморфический слой (15—17: а — на суше, б — на шельфе); 18 — комплексы различных стадий развития современных островных дуг (а — на суше, б — на подводных склонах); 19 — комплексы современных глубоководных желобов; 20 — осадочные комплексы глубоководных котловин, отчлененных от океана; 21 — осадочные комплексы зон деструкции (вторичных глубоководных котловин); 22 — фрагменты дорифейской континентальной коры; 23 — фрагменты позднепалеозойской континентальной коры; 24 — зоны резкого выклинивания геофизического гранитного слоя; 25 — область современной океанической коры; 26 — разломы



формаций показывает, что раскрытие континентальной коры было весьма глубоким.

По другим зонам данных меньше. Но в них обнаружены "грабеновые фации", свидетельствующие о процессах тектонической деструкции. Возраст соответствующих пород среднепалеозойский. Часто обнаруживаются изолированные блоки дорифейской континентальной коры, такие, как Мамынский, Гонжинский, Хинганский, Ханкайский и др. Общий стиль тектоники упомянутых областей мозаично-блоковый. Деструкцию континентального массива с образованием вторичных геосинклиналей, с одной стороны, следует связывать с прогрессирующим тектоническим развитием Монголо-Охотского пояса. Но, с другой стороны, процесс этот отражает важный этап в тектонической истории западной тихоокеанской окраины, поскольку он охватил ее обширные площади.

Области позднемезозойской континентальной коры охватывают несколько зон Северо-Востока СССР: Олойскую, Алазейскую, Илинью-Тасскую, Южно-Ануйскую, Иньяли-Дебинскую, Гижигинскую и некоторые другие, а на Дальнем Востоке — Амуро-Охотскую зону. Как и в предыдущем случае, все эти зоны стали геосинклиналями вследствие раздробления дорифейского материкового массива и разобщения его блоков, т.е. им свойственна деструктивная природа. Поэтому континентальная кора в них сформировалась как бы повторно. Ранние этапы развития Алазейской и Олойской зон относятся к концу раннего — среднему палеозою (до карбона включительно); более поздние охватывают почти весь мезозой. Здесь известны комплексы грабеновой стадии, сменившиеся ранне-, а затем позднегеосинклинальными.

В Иньяли-Дебинской зоне контрастные прогибания, сопровождавшиеся образованием зоны проницаемости и утонения гранитно-метаморфического слоя, начались на рубеже среднего и позднего палеозоя. Здесь присутствует формационный ряд, образованный кремнистой, вулканогенной, аспидной, флишевой и молассовой формациями. В Южно-Ануйской и Илинью-Тасской зонах раскрытие континентальной коры произошло значительно позднее, в эпоху ранней юры, причем развитие рифтовой геосинклинали продолжалось лишь до середины мела, т.е. было очень коротким. Несмотря на это, в указанных зонах сформировалась полная гамма эвгеосинклинальных формаций, а в Южно-Ануйской зоне вдоль глубинных надвигов выведены на поверхность ультрабазиты.

В пределах всей этой Индигиро-Колымской области распространены блоки древней континентальной коры: Омолонский, Приколымский, Балыгчанский и другие.

Амуро-Охотская зона сходна с Олойской.

Мощное проявление калиевого гранитоидного магматизма и другие признаки однозначно указывают на формирование континентальной коры в Индигиро-Колымской области в аптско-альбское время. Окраина вновь образованного континента фиксируется местоположением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, развивавшегося в эпоху конца раннего и начала позднего мела.

Области с континентальной корой позднемелового возраста занимают Сихотэ-Алинь и о-в Хонсю. В конце палеогена вследствие деструкции

континентальной окраины, приведшей к образованию Японского моря, эти области были разъединены.

Новейшие исследования в Южном Приморье (устное сообщение А.О. Мазаровича, О.А. Шмидта) позволили установить присутствие в зоне Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, а также на побережье Японского моря серпентинитового меланжа и фрагментов океанской коры. В западной части Главного антиклинория в низах разреза описана мощная толща глубоководных кремнистых отложений палеозойского (?) — раннемезозойского возраста. В строении более молодых комплексов участвуют терригенные и вулканогенные породы. На побережье породы палеозойской океанской коры существенно метаморфизованы. В Сихотэ-Алине отмечается несколько генераций гранитно-метаморфических слоев. Наиболее ранний из них образовался еще в позднем палеозое. Однако зрелая континентальная кора в пределах региона в целом, как показывают исследования вулканоплутонического краевого Сихотэ-Алинского пояса, а равно характер гранитоидного магматизма и другие признаки сформировались в конце мелового времени и начале палеогенового. Геологическая история о-ва Хонсю во многом сходна с Сихотэ-Алинской. В обоих случаях, как можно думать, уже в палеозое существовали системы краевых морей и островных дуг. Но местоположение этих систем со временем менялось.

Как уже упоминалось, с востока континент окаймлен широким поясом **формирующейся в настоящее время континентальной коры**. Он включает такие периферические части Азии, как Корьякское нагорье и Камчатка, а также дальневосточные моря с их островами, Алеутскую и Курильскую островные дуги, Японские острова и, наконец, глубоководные желоба — Алеутский, Курило-Камчатский и Японский. Тектоническая история этого пояса столь же сложна, как и позднемелового. Здесь выделяются пять эпох образования гранитно-метаморфического слоя: конец раннего карбона, альб—сеноман, сенон, палеоген и неоген.

Гранитно-метаморфический слой конца раннего карбона выделяется на северо-западе Корьякского нагорья, в пределах Таловско-Майнского поднятия. Наиболее древние комплексы здесь датируются ордовиком и представлены формациями океанической стадии развития геосинклинали. Выше широко развиты комплексы "андезитовой" стадии. Вверху распространена угленосная моласса (визе—намюр), которая и является индикатором становления здесь гранитно-метаморфического слоя. В других районах области несформировавшейся континентальной коры подобные образования не встречаются, и надо думать, что они локализовались лишь в одной Таловско-Майнской зоне, ныне представляющей крупное линейное поднятие. Становление гранитно-метаморфического слоя в альб—сеномане происходило также на ограниченной площади. Это сравнительно небольшая зона, протягивающаяся на севере Охотского моря (полуострова Кони, Пьягина, юг п-ова Тайгонос). В основном она сложена породами андезитовой формации мезозойского возраста. Разрез завершается апт-альбской морской молассой. Зона пронизана гранитоидами, являющимися производными известково-щелочной магмы, с преоб-

ладанием пород натрового ряда (габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты и др.) [1]. Породы, относительно богатые калием, распространены незначительно. Время образования указанных гранитоидов — индикаторов становления гранитно-метаморфического слоя — альб-сенонан. Характер магматизма указывает на то, что этот участок земной коры весьма близок к образованию здесь зрелой континентальной коры. Сенонский гранитно-метаморфический слой характерен для северных и центральных районов Корякского нагорья. Вдоль северной окраины этой горной страны, включавшей и упоминавшееся выше Таловско-Майнское поднятие, в мезозое геосинклинальное развитие продолжалось и накапливались толщи, в общем отвечающие переходной стадии развития земной коры. Континентальные молассы появились в сеноне, среди кампанских отложений встречены бурые угли.

Этапы развития центральных районов Корякского нагорья вкратце таковы. В палеозое здесь существовала океаническая геосинклиналь. В ней образовывались основные лавы (ныне зеленокаменно измененные) и различные кремнистые и терригенные формации, а также известняки. В раннем мезозое в отдельных зонах проявился андезитовый магматизм, характерный для геологических комплексов островных дуг [2, 3]. В поздней юре — раннем мелу в результате деструктивного процесса сложившийся структурный план геосинклинальной зоны разрушился. Возникли новые глубоководные прогибы, в которых был повторно вскрыт меланократовый фундамент. В конце раннего мела они начали замыкаться вследствие процессов сжатия земной коры. Далее, в меловом периоде, образовывались преимущественно терригенные геосинклинальные толщи, а в конце сенона (маастрихт) — толщи нижней молассы. Из этого следует, что в Корякском нагорье время образования нижних моласс по направлению к океану омолаживается. Отсюда видна пространственная направленность развития в этом районе гранитно-метаморфического слоя.

Тектонические зоны простираются в пределы южной части шельфа Берингова моря и далее в Южную Аляску.

Сравнительно большую площадь в поясе несформировавшейся континентальной коры занимают районы, где гранитно-метаморфический слой образовался в основном в палеогене. К ним относятся Восточный Сахалин, восточная часть Хоккайдо, Западная Камчатка и, по-видимому, центральная часть Охотского моря.

На востоке Сахалина и Хоккайдо в палеозое и мезозое до конца раннемелового времени происходило образование мощных комплексов пород ранней стадии развития океанической геосинклинали. Переходная (андезитовая) стадия отвечает середине мела и позднему мелу. В палеогене происходили интенсивная складчатость, надвиги, образование покровов и чешуй, скупивание земной коры, внедрение гранитоидов (калиевых — в незначительном количестве) и образование метаморфических поясов. Все это привело к становлению развитого гранитно-метаморфического слоя [4].

Западная Камчатка имеет сходную историю, с той разницей, что здесь раннемезозойские комплексы неизвестны. Вероятно, они образовывались

в этом районе и имели характер, переходный между геосинклинальными комплексами океанической стадии и андезитовой. Последние определенно фиксируются для эпохи позднего мела. Палеоген — это время складчатости, начавшейся, видимо, еще в самом конце позднего мела, образования нижних моласс и становления гранитно-метаморфического слоя.

Центральная часть Схотского моря, расположенная между Восточным Сахалином и Западной Камчаткой, характеризуется субконтинентальным типом земной коры, и предположение о палеогеновом возрасте (главным образом) гранитно-метаморфического слоя здесь более чем вероятно. Неогеновый гранитно-метаморфический слой распространен на Восточной здесь до позднемелового времени, когда они сменяются формациями переходной стадии развития земной коры. Время от позднего миоцена до четвертичного характеризуется формированием нижнемолассовых серий. В течение кайнозойской истории на Восточной Камчатке неоднократно проявлялись эпохи сжатия. Современные структурные комплексы краевое море — островная дуга — глубоководный желоб (Алеутский и Курильский) не имеют гранитно-метаморфического слоя, за исключением, быть может, лишь некоторых участков островных дуг, где могут существовать его зачатки. Отсутствует гранитно-метаморфический слой также в глубоководных котловинах Японского моря. Но здесь есть фрагменты докембрийской, палеозойской и мезозойской континентальных кор, являющиеся одним из доказательств деструктивного происхождения этих глубоководных котловин. О том же свидетельствует весьма растянутое по площади выклинивание гранитно-метаморфического слоя на западе Японского моря.

Анализ имеющихся данных, отраженных на составленной тектонической карте, показывает, что на Востоке Азии на протяжении огромного отрезка геологической истории, охватывающего протерозой, рифей и фанерозой, существовали материки, океаны, шельфы, материковые склоны и, вероятно, островные дуги. Активные континентальные окраины, в целом сходные с современными, несомненно выявляются с раннего палеозоя. Они распознаются по соответствующему набору геологических формаций, по тектоническому положению комплексов и структурным признакам. В образовании гранитно-метаморфических слоев большая роль принадлежит процессам тектонического сгущивания и возникновения покровно-чешуйчатых структур с выведением на дневную поверхность пород мантийного субстрата (членов офиолитовой ассоциации). В смежных районах синхронно сгущиванию происходило растяжение земной коры и образование рифтовых зон различной глубины раскрытия.

Наряду с процессами роста континентальной коры (конструктивный тектогенез) вдоль окраин континентов в тех же зонах имели место явления тектонической деструкции (разрушения сложившихся соотношений слоев земной коры). В результате возникли вторичные эвгеосинклинальные зоны (Алазейская, Олойская, Амуру-Охотская и другие). В этих зонах устанавливаются грабеновые фации; в них присутствуют фрагменты континентальной коры (микроконтиненты).

В конце мезозоя вдоль восточной окраины Азии сформировалась сложнопостроенная континентальная зона, ограниченная системой краевых вулканогенных поясов (Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский).

Современная структура зоны, разграничивающей континент и ложе Тихого океана, характеризуется наличием первичных (Берингово море) и новообразованных (Японское море) краевых морей, фрагментов континентальной коры, островных дуг и глубоководных желобов. Здесь протекают весьма сложные геодинамические процессы. С палеозойского времени в этой зоне происходило образование гранитно-метаморфических слоев, но зрелая континентальная кора не сформировалась.

Структурная эволюция приокеанской подвижной зоны и формирование на ее месте участков с корой континентального типа составляют сущность геосинклинального развития активной континентальной окраины.

ABSTRACT

The analysis of the Tectonic Map of East Asia of 1:2, 500,000 scale prepared by the Institutes of the USSR Academy of Sciences shows that active continental margins with shelf zones, continental slopes, marginal seas, island arcs and marginal trenches existed in the east of Asia at least since the Early Paleozoic. They are identified by a related assemblage of geological formations, tectonic position of rock sequences and structural evidence. The origin of granite-metamorphic layers was mainly associated with tectonic congestion and formation of nappeimbricated structural features, as a result of which rocks of the mantle substratum (members of an ophiolite assemblage) were brought up to the ground surface. At the same time stretching of the Earth's crust and formation of rift zones occurred in the adjacent areas. A process of tectonic destruction i.e. destruction of the existing relations between the crustal layers, was going on along the continental margins in the same zones parallel to the growth of the continental crust (constructive tectogenesis). As a result, secondary eugeosynclinal zones, e.o. Alazey, Oloy, Amur-Okhotsk, originated, which include graben facies and fragments of the continental crust (microcontinents).

In the close of the Mesozoic time, a complex continental zone bounded by a system of marginal volcanic belts (Okhotsk-Chukotka, Sikhote-Alin) formed along the eastern margin of Asia.

The present-day structure of the zone separating the continent and the Pacific ocean floor is characterized by the presence of primary (Bering Sea) and newly formed (Sea of Japan) marginal seas, fragments of the continental crust, island arcs and oceanic trenches, and by intricate geodynamic activity. Although granite-metamorphic layers have been formed there since the Paleozoic time, no mature continental crust has been produced.

Thus, the structural evolution of the marginal oceanic mobile zone with the formation of fragments of the continental crust is the main essence of the geosynclinal development of the active continental margin.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология континентальных окраин/Под. ред. К. Берка и Ч. Дрейка. М.: Мир, 1978—1979, т. 1—3. 1172 с.
2. Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозоид к Корякско-Камчатской складчатой области. — Геотектоника, 1977, № 1, стр. 103—117.
3. Зенкевич В.П. Орогенные структуры северной части Корякско-Камчатской области и их роль в формировании континентальной земной коры. — Геотектоника, 1978, № 2, стр. 83—95.
4. Лейтес А.М., Федоровский В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, стр. 3—23.
5. Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М. Тектоническое строение Японского моря. — Геотектоника, 1976, № 4, стр. 72—87.
6. Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, стр. 6—23.
7. Тектоническая карта Востока Азии и сопредельных областей. М-б 1:2 500 000. Москва; Магадан: ГИН АН СССР, СВКНИИ, ДВНЦ АН СССР, 1979.

УДК 551.24

И.К. ТУЕЗОВ, Г.С. ГНИБИДЕНКО,
М.Л. КРАСНЫЙ, С.С. СНЕГОВСКОЙ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

Граница Азиатско-Тихоокеанской активной окраины с континентальной стороны проводится по Восточно-Азиатскому (Чукотско-Катазиатскому) вулканогенному поясу. В ее состав помимо окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов входят также довольно обширные участки суши (Чукотка, Корякское нагорье, Камчатка).

В тектоническом отношении Азиатско-Тихоокеанская окраина рассматривается различными исследователями как кайнозойский тектонический пояс, область кайнозоид незавершенного развития, современная геосинклиналь, подвижный пояс со срединными массивами, плитами и геоблоками [11, 12, 17, 18, 20].

В последние годы в пределах этого региона, особенно в краевых морях, получены обширные геолого-геофизические данные, среди которых наиболее важной для целей геотектонического районирования является информация о структуре и вещественном составе верхней части земной коры, базирующаяся на результатах сейсмопрофилирования, драгирования и глубоководного бурения [1, 2, 6, 7, 19]. В верхней части земной коры здесь выделяются акустический фундамент и осадочный чехол. Возраст акустического фундамента находится в пределах от докембрия до неогена, состав изменяется от слабо метаморфизованных осадочных и вулканогенных отложений до глубокометаморфизованных и магматических пород, что дает основание отождествлять его в большинстве районов со складчатым основанием. Осадочный чехол обычно представлен

кайнозойским осадочно-вулканогенным комплексом мощностью до 4–6 км и более. В глубоководных котловинах он разделяется снизу вверх на две толщи: акустически прозрачную, в которой отражающие горизонты практически отсутствуют, и толщу стратифицированных осадков, содержащую большое число протяженных границ. Нижняя толща предположительно сложена пелагическими осадками, верхняя — переслаиванием песчано-глинистого и вулканогенного материала.

По времени завершающей фазы складчатости в пределах Азиатско-Тихоокеанской активной окраины выделяются эпимезозойские плиты (Дежнева, Охотоморская, Восточно-Китайского моря), Западно-Камчатско-Корякская кайнозойская складчатая и Западно-Тихоокеанская геосинклинальная системы (рис. 1, см. вкладку).

В разрезах плит четко выделяются два структурных этажа: складчатое основание, соответствующее в большинстве случаев акустическому фундаменту, и осадочный чехол. Наиболее древние комплексы, представленные докембрийско-палеозойскими метаморфическими образованиями, слагают фундамент плиты Восточно-Китайского моря [34]. Значительно более молодые, преимущественно флишевые, толщи характерны для фундамента плиты Дежнева [32]. Весьма разнообразен по составу и возрасту фундамент Охотоморской плиты. По данным драгирования на возвышенностях Академии наук, Института океанологии, банках Кошеварова и Лебеда [8, 9, 14] он представлен магматическими, метаморфическими и осадочными породами: кварцевыми диоритами, дацитами, гранодиоритами, габбро-норитами, андезитами, диабазами, липаритами, метаморфическими сланцами, вулканогенными породами среднего и кислого состава, туфопесчаниками, алевролитами. Их радиометрический возраст находится в пределах 209–31 млн. лет. По мнению А.А. Геодекяна и др. [8], время главной фазы магматических проявлений 95–85 млн. лет назад. Возраст осадочного чехла плит обычно определяется как кайнозойский, хотя на возвышенности Института океанологии и банке Кошеварова он, вероятно, охватывает временной интервал от позднего палеогена до голоцена. От кровли фундамента осадочный чехол обычно отделен угловым несогласием.

В пределах плит выделяются сводовые и сводово-глыбовые поднятия, валы, прогибы, впадины. Максимальной мощности, равной 4–6 и даже 9 км, осадочный чехол достигает в прогибах фундамента плиты Дежнева (рис. 2, см. вкладку). В пределах положительных структурных элементов мощность осадочного чехла сокращена до 0,5–1,0 км, а в ряде мест акустический фундамент обнажается на дне моря. Особенно много выходов фундамента в пределах Охотоморской плиты. Интересной особенностью тектонического строения плиты Дежнева является то обстоятельство, что отрицательные структуры в ее пределах располагаются по кольцу, почти со всех сторон оконтуривая сводовое поднятие Нунивак. В пределах Охотоморской плиты отрицательные и положительные структуры чередуются между собой и ориентированы в различных направлениях. Структуры плиты Восточно-Китайского моря в основном субпараллельны друг другу и характеризуются северо-восточным простиранием. Все плиты осложнены большим числом зачастую весьма протяженных

тектонических разрывов преимущественно двух направлений: северо-западного—юго-восточного и юго-западного—северо-восточного.

В составе Западно-Тихоокеанской геосинклинальной системы выделяются геосинклинальные желоба, геоантиклинальные зоны и геосинклинальные котловины [17]. Морфологическим выражением первых являются глубоководные желоба, вторых — островные дуги, третьих — глубоководные впадины окраинных морей.

Геосинклинальные желоба разделены на два типа: частично заполненные молодыми, преимущественно позднекайнозойскими, субгоризонтальными осадками, вероятно, турбидитного происхождения и желоба, в которых такие осадки отсутствуют. Внешние склоны желобов в большинстве случаев сложены осадочным слоем, который протягивается сюда со стороны океана. Отражающие границы внутри него наклонены в сторону осевых частей желобов. Мощность этого слоя, как правило, не превышает 0,5—1,0 км. В ряде районов отмечаются случаи его погружения под континентальные склоны желобов под углом от 3—5 до 8—15° [4] на глубину под дном моря до 2,5—3,0 км и на расстояние до 10 км от их осей. По данным драгирования [3], внешний склон Идзубонинского геосинклинального желоба сложен третичными песчаниками и глинами; осадочный слой вала Зенкевича, который протягивается, как указывалось, в пределы соседних с ним Курило-Камчатского и Японского желобов, — верхнемеловыми—нижнеплейстоценовыми пелагическими глинами и илами, алевролитами, диатомовыми илами. Подстилаются эти отложения базальтами, по-видимому, доверхнемелового возраста [27], трахибазальтами, трахиандезито-базальтами. На широте Курило-Камчатского желоба с этого вала были подняты обломки гранитов радиометрическим возрастом 65 млн. лет [14]. В приосевой части Курило-Камчатского желоба драгированы алевролиты, диатомовые илы, пески и галечники плиоцен—плейстоцена [4].

На континентальных склонах желобов осадки часто отсутствуют, и на дне, по-видимому, обнажается акустический фундамент. Мощность осадков в близосевых частях континентальных склонов, так же как на океанических склонах, не превышает 0,5—0,1 км. Осадки того и другого бортов осложнены антиклинальными и синклинальными структурами и разломами.

Геоантиклинальные зоны разделены на зоны, сложенные разновозрастными, предположительно от докембрия до кайнозоя, складчатыми геосинклинальными комплексами, и зоны, образуемые преимущественно кайнозойскими вулканогенно-осадочными сериями. К первому типу отнесены Хоккайдо-Сахалинская, Японская, Кюсю, ко второму — все остальные. Геологическое строение геоантиклинальных зон изучено достаточно подробно. Общим для всех изученных геоантиклинальных зон является наличие большого числа тектонических разрывов. В зонах первого типа преобладают продольные разрывы, в зонах второго типа выделяются также поперечные, в результате чего их структура в приосевых частях приобретает блоково-глыбовый характер. Если породы, слагающие зоны первого типа, достаточно сложно дислоцированы, то для зон второго типа складчатые дислокации не играют заметной роли. Отложения осадочного чехла внешних склонов последних, а также континен-

тальных склонов геосинклинальных желобов смяты в пологие антиклинальные и синклиналильные складки, вытянутые согласно простиранию геантиклинальных зон и геосинклинальных желобов. Иногда общий план этих структур характеризуется мозаичным рисунком. В осевых частях геантиклинальных зон на дне моря и на дневной поверхности обнажаются породы, слагающие акустический фундамент. Стратифицированные осадки мощностью до 1,5–2,0 км развиты лишь в синклиналильных понижениях и в бортовых частях этих зон.

По-видимому, с одного из таких выступов в северной части хребта Кюсю-Палау с глубины 900–1200 м был поднят из коренного залегания плагиогранит возрастом 14 млн. л [15]. Для него характерно преобладание Na над K, несколько повышенное содержание Ca и близость по минеральному и химическому составам к плагиогранитам и кварцевым диоритам Курильских островов и Японии. Большие сборы базальтовых туфов олигоцена, кислых глубинных пород возрастом 51–38 млн. лет (поздний миоцен–плиоцен), карбонатных пород (олигоцен–миоцен) из коренных залеганий хребта Кюсю-Палау были сделаны японскими геологами, в связи с чем Т. Сики и др. [31] замечают, что кислые глубинные породы являются важным составным элементом подводного хребта Кюсю-Палау. С тихоокеанского склона южного звена Курило-Камчатской геантиклинальной зоны были драгированы из акустического фундамента осадочные и осадочно-вулканогенные породы верхнего миоцена – нижнего плиоцена, а также различные эффузивы и гранитоиды [4].

Геосинклинальные котловины разделены, так же как геантиклинальные зоны и геосинклинальные желоба, на два типа: наложенные и, возможно, унаследованные. К первым отнесены глубоководные котловины Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей, ко вторым – Берингова и Филиппинского. Тот факт, что котловины Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей являются новообразованными наложенными структурами, достаточно убедительно доказан результатами геологических и геофизических работ последних лет [4, 5, 10, 21, 28, 29, 33, 35]. Для Берингова и Филиппинского морей имеющихся материалов для такого утверждения пока недостаточно.

О фундаменте глубоководных котловин судят по данным драгирования. На берингоморском шельфе Алеутской котловины он сложен терригенными осадками олигоцена; на бортах, прилегающих к геантиклинальным зонам Берингова моря, – вулканическими, осадочными складчатыми и плутоническими породами кайнозоя. Предположительно рассматриваются как принадлежащие к фундаменту покровы базальтов, известковистых песчаников, деформированных осадочных образований олигоцен-раннемиоценового возраста, достигнутые глубоководным бурением в Командорской геосинклинальной котловине [31]. На юго-западном и прикурильском бортах Курильской геосинклинальной котловины комплекс основания представлен вулканогенно-осадочными и эффузивными метаморфизованными породами, а также докайнозойскими гранитоидами континентального типа [16, 14]. С поднятий Япономорской геосинклинальной котловины драгированы [3, 5, 13] осадочные, вулка-

ногенные, метаморфические, изверженные породы различного возраста (вплоть до докембрия). С выступов акустического фундамента подводной горы Кинан, расположенной в северной части Филиппинского моря, а также с плато Амами (Бородино) подняты метаморфизованные оливин-базальтовые и андезитовые туфы, базальтовые лавы, андезиты, гранодиориты, габбро возрастом 85–75 млн. лет [31]. Осадочный чехол геосинклинальных котловин по данным глубоководного бурения и драгирования сложен песками, алевролитами, аргиллитами, глинами, илами, турбидитами, вулканогенными пеплами, базальтовыми известняками позднего миоцена–плейстоцена, иногда олигоцена (восточная часть Филиппинской котловины).

Внутренняя структура фундамента геосинклинальных котловин изучена слабо. По данным сейсмопрофилирования его толща в Курильской глубоководной котловине смята в сложнопостроенные структуры различных размеров — от сотен до нескольких километров, при амплитудах от нескольких сотен до нескольких десятков метров [21, 22, 24, 33]. В нем изобилуют угловые несогласия. Верхняя часть, как правило, размыта. В центральных частях ряда глубоководных котловин, например Алеутской, кровля фундамента залегает очень спокойно, а осадочный чехол соответственно характеризуется малыми градиентами изменения мощности (см. рис. 2). В других случаях (Командорская котловина, юго-западная часть Япономорской) кровля фундамента образует достаточно сложные структуры вытянутой формы с небольшим преобладанием короткой оси над длинной и простирием, согласным с ориентировкой котловины в целом. В Курильской котловине прослежены структуры типа подводных и погребенных под осадками вулканов [23], а также довольно крупные поднятия типа банок Ямато, Уллындо, Богорова и др. в Японском море, в сводовых частях которых акустический фундамент, как правило, обнажается на дне моря. Максимальной мощности, равной 4 км, осадочный чехол достигает в Алеутской котловине, в котловинах Бауэрса, в Курильской он немного превышает 3 км, на севере Япономорской — немногим более 2 км, в котловине Окинава, на юго-западе Япономорской и на большей части акватории Командорской — 0,5–1,0 км. Разломы осложняют в основном фундамент геосинклинальных котловин, затрагивая осадочный чехол лишь по их бортам.

Относительно природы тектонических процессов, руководивших преобразованием земной коры Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, следует отметить следующее.

По-видимому, правы В.Е. Хаин, К.Б. Сеславский [25] и другие исследователи, указывающие, что земная кора континентального типа в пределах Азиатско-Тихоокеанской активной окраины сформировалась еще в докембрии, и с тех пор этот регион являлся ареной сложных геологических событий, сопровождавшихся регенерацией и замыканием геосинклиналей, усилением и ослаблением тектонической активности, наступлением и отступлением океана, деструкцией и формированием земной коры. Зарождение специфических тектонических движений, называемых многими геосинклинальными, которые привели к формированию современных геологической структуры и геоморфологического облика Азиат-

ско-Тихоокеанской окраины, следует, судя по имеющимся материалам, относить к неогену (миоцену). Этот процесс, очевидно, продолжается и в современную эпоху. Одной из главных его особенностей является борьба двух противоположных тенденций: созидание коры континентального типа в островных дугах и ее разрушение в глубоководных котловинах. Заложение структур, которые сформировались к настоящему времени в пределах рассматриваемого региона, произошло на гетерогенном основании, и этому, вероятно, предшествовали региональный подъем и денудация [26]. Последний цикл тектонической активности привел к серьезным преобразованиям геологической структуры региона и в первую очередь к оформлению наложенных геосинклинальных котловин, вулканических поясов и др., а также, по-видимому, к резким преобразованиям геофизических полей: силы тяжести, магнитного, теплового. Опускание земной коры в отдельных районах было настолько быстрым, что привело к формированию различного типа некомпенсированных осадконакоплением структур.

ABSTRACT

It is known, that the Asia-Pacific active margin is characterized by high modern tectonic mobility that we can watch in active seismic, volcanic, geothermal processes, intensive earth's crust movements, sharp disturbance of isostasy, sharp oscillation of solid earth's shell relief, of earth's thickness and composition, physical properties of upper mantle substance, gravity and heat flow anomalies, depths up to the current-conducting and asthenospheric layers etc. Extensive geological and geophysical data were obtained recently within the Asia-Pacific active margin; among which of great importance for the purpose of tectonic zonation was the information about structure, substantial composition and age of rocks of upper part of earth's crust, that was founded on results of seismic profiling, dredging and deep-sea drilling.

According to these data acoustic basement and sedimentary cap were distinguished in the upper part of the earth's crust of this area. The age of acoustic basement is dated between Pre-Cambrian and Neogene and its composition changes from gently metamorphosed sedimentary volcanogeneus deposits to high metamorphosed and igneous rocks. Sedimentary cap is usually presented as kainovolcanic sedimentary complex of thickness up to 4-6 km and more. In deep-sea basins it is subdivided from the bottom to the top into 2 stratas: acoustic-transparent one, in which the reflecting boundaries can not be practically distinguished and stratificated sediments strata which includes a great number of extensive reflecting horizons. It is supposed, that the underlying strata contains pelagic sediments, the upper strata-interstratification of sandy-argillaceous and volcanogeneus material.

According to concluding phase of the foldings time within the region are distinguished Deshnev's epimesozoic plates, the plate of the Sea of Okhotsk, the plate of East China Sea; West Kamchatka-Koriak Cenozoic folded and West-Pacific geosyncline systems.

It is supposed, that the plates foundation is heterogenetic. The East China Sea plate foundation is characterized by the most ancient age and the Dshnev's plate foundation is characterized by the most juvenile age. The thickness of sedimentary cap within Dshnev's plate reaches to 9 km, and the thickness of the rest plates does not exceed 2.5–3.0 km.

Within the West–Pacific system geosyncline trenches, geoanticline zones and geosyncline basins are distinguished. The first ones in their turn are subdivided into trenches partly filled with loose sediments (Aleutski trench) and trenches in which such sediments are absent (the rest of them); the second – on zones consisting of manyage sediments from Pre–Cambrian up to Cenozoic western part of Aleut's, Japanese, Idzu–Bonin, Riukiu folded geosyncline complexes (western part of Aleut's, the Japanese, Idzu–Bonin, Riukiu) and zones, formed with the help of Cenozoic volcanogenous sedimentary series (the central and east parts of Aleut's zone, Kurilo–Kamchatka, Kiusiu Palau, Marian); the third – into neogenic superimposed (Kuril, Japan Sea, Okinawa) and probably inherited basins (Aleut, Philippine).

All the data about geological structure of the Asia–Pacific active margin show, that the continental type crust had already formed within its limits in Pre–Cambrian and since then that Region was the area of camplicated geological events, accompanied by closing and regeneration of geosynclines, by reinforcement and weakening of tectonic activity, by formation and destruction of earth's crust etc. Generation of specific tectonic movements, called in most cases as geosyncline and which led to formation of modern geological structure and geomorphologic appearance of the region should be dated probably to Neogene. One of the characteristic features of this process is the struggle of opposite tendencies: creation of eart's crust within island arcs and it's destruction in deep–sea basins.

It is not excepted that the above mentioned tectonic activity takes place on a background of processes that proceed in Zavaretski–Benioff zones, though there are no direct evidence of this.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В., Косминская И.П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами. – В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, т. 7, с. 7–24.
2. Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в истории развития Земли. – Сов. геол., 1960, № 19, с. 3–22.
3. Берсенеv И.И., Берсенеv Ю.И., Пеликов Е.П. и др. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря (по материалам 20-го рейса "Первенец") – В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, т. 7, с. 3–14.
4. Васильев Б.И. Новые данные о механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. – ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 889–901.
5. Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. 151 с.
6. Гайнанов А.Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. – Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 3, с. 17–26.

7. *Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А.* и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.
8. *Геодекан А.А., Удинцев Г.Б., Баранов Б.В.* и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря. — Сов. геол., 1976, № 6, с. 12—31.
9. *Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я.* О составе, возрасте и скорости сейсмических волн "акустического" фундамента центральной части Охотского моря. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 431—434.
10. *Ковылин В.М., Строев П.А.* К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным). — В кн.: Палеонтология и морская геология. Международный геол. конгр. XXV сессия. Докл. сов. геол.: М.: Наука, 1976, с. 270—276.
11. *Красный Л.И.* Основные черты геологического строения Востока СССР и сопредельных территорий. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 81—87. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).
12. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
13. *Леликов Е.П., Съедин В.Г.* Магматизм дна Японского моря. — В кн.: I съезд советских океанологов: Тез. докл. Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977, вып. 3, с. 86—87.
14. *Нарыжный В.И., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф.* Проявления гранитоидного вулканизма на акваториях Охотского моря и прилегающей части Тихого океана. — Там же, с. 78.
15. *Остапенко В.Ф., Нарыжный В.И.* О плагиогранитах, впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 687—690.
16. *Соловьев С.Л., Васильев Б.И., Красный М.П.* и др. Геологическое строение юго-западной окраины Охотского моря. — В кн.: III Советско-Японский симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новоалександровск, 1976, вып. 1, с. 39.
17. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.
18. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли /Под ред. Ю.М. Пущаровского и Г.Б. Удинцева. М.: ГУГК, 1970.
19. *Туезов И.К.* Типы зон переходов от континентов к океанам. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Ю.-Сахалинск, 1975, с. 5—16. (Тр. СахКНИИ; Вып. 30).
20. *Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
21. *Туезов И.К.* Геологическое строение и геологическая природа Курильской глубоководной котловины Охотского моря. В кн.: I съезд советских океанологов: Тез. докл. М.: Наука, 1977, вып. 3, с. 30—31.
22. *Туезов И.К.* Строение осадочного слоя Курильской глубоководной котловины по данным сейсмопрофилирования способом центрального луча. — В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977, с. 144—148.
23. *Туезов И.К.* Погребенные и подводные вулканы Курильской глубоководной котловины Охотского моря. — ДАН СССР, 1977, т. 232, № 1, с. 198—200.
24. *Туезов И.К.* Строение осадочной толщи на бортах Курильской глубоководной котловины Охотского моря. — Геол. и геофиз., 1977, № 1, с. 110—114.
25. *Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Некоторые важнейшие проблемы тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Тектоника дна морей, островных дуг и континентальных окраин. Владивосток, 1977, с. 127—169.
26. *Яншин А.А., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
27. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. National Sci. Foundation, Washington DC, 1973, vol. 19, p. 555—556.

28. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project National Sci. Foundation, Washington, DC, 1975, vol. 32, p. 15–44.
29. Maps of Free Air and Bouguer gravity Anomalies in and around Japan. Univ. of Tokyo Press, 1973.
30. *Segawa J.* Gravity in the Ryukyu Arc. — J of the Geodetic Society of Japan, 1976, vol. 22, N 1, p. 23–39.
31. *Shiki T., Aoki H., Misawa Y.* Geological Results of the Recent Studies of the Philippine Sea, 1975.
32. *Sholl D.W.; Buffington E.C., Hopkins D.M.* Geologic History of the continental margin of North America in the Bering Sea. — Marine Geol., 1968, vol. 6, N 4.
33. *Soloviev S.L., Touzev I.K., Vasiliev B.I.* The Structure and Origin of the Okhotsk and Japan Sea abyssal Depressions according to new Geophysical and Geological data. — Tectonophysics. Elsevier Scientific Publishing Company, 1977.
34. *Wageman J.M., Hidle Th.W.C., Emery K.O.* Structural framework of East China Sea. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, vol. 54, N 9, p. 1611–1643.
35. *Yasumatsu J.* Some Geological Results of the Bottom Sampling from the Sea of Kwanto District Western Margin of the Northern Pacific (Report of the Cruise GDP-1, 1972). — Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto Univ., Series of Geol. and Mineral., 1974, vol. 40, N 2, p. 92–105.

УДК 551.24

И.Г. КЛУШИН, И.И. АБРАМОВИЧ

ИНТЕНСИВНОСТЬ И ЭКСТЕНСИВНОСТЬ ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ КАК ФУНКЦИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СУБДУКЦИИ И РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАНТИИ

Общие замечания

Систематические вулканологические наблюдения в последние десятилетия, равно как и анализ исторических материалов, убедительно свидетельствуют о значительном разнообразии проявлений вулканической активности в современных островных дугах и родственных им структурах. В некоторых из них вулканические аппараты размещаются тесно, в других, напротив, на значительных расстояниях друг от друга. Столь же существенны различия между вулканическими аппаратами, если их сравнивать по величине среднего интервала между эруптивными циклами. В чем причина подобных различий? На этот вопрос классическая геология, опирающаяся на фиксистские представления, ответа не давала. Со всей определенностью это подчеркнул недавно В.И. Влодавец [2], занимавшийся обобщением вулканологических данных в планетарном масштабе.

Развитие идей новой глобальной тектоники стимулировало многочисленные попытки рассматривать вариации вулканической активности как следствие различий в геодинамическом режиме на границах взаимодействующих литосферных плит. Представлялась очевидной необходимость учета скорости сближения плит, толщины погружающейся литосферной пластины, мощности рыхлых обводненных осадков на океанической плите и ряда других характеристик [9, 10, 8]. До последнего времени, однако, подобные попытки оказывались неудачными, поскольку каждая из учитываемых характеристик в отдельности и вся их совокупность не поз-

воляли удовлетворительно объяснить реально наблюдаемые различия в интенсивности и экстенсивности вулканизма. Как показали исследования авторов [1], наряду с термодинамическим режимом субдукции перво-степенное значение в этом плане имеют условия размещения поглощаемого материала.

О термодинамическом режиме мы можем судить по скорости сходящихся плит (ее нормальной компоненте v) и по соотношению тепловых потоков в пределах вулканической дуги и прилегающего глубоководного желоба, $q^* = q/q_{ж}$.

Переменная v характеризует общее количество материала, доставляемого в зону субдукции, что во многом определяет степень сжатия (проницаемости) литосферы, а $q/q_{ж}$ наряду с этим отражает также динамику генерации и перемещения перегретого материала (флюидной фазы) в зоне вулкана и, следовательно, может рассматриваться в качестве индикатора термического режима литосферы. Возможность поглощения литосферы очевидным образом зависит от термического и, следовательно, реологического состояния верхней мантии, точнее — астеносферного канала и непосредственно примыкающего к нему подастеносферного пространства.

Авторами ранее [1, 5] показано, что приемлемым индикатором реологического состояния мантии является напряженность недипольной и дрейфующей составляющей геомагнитного поля, в частности ее вертикальная компонента Z_{st} . В 1969 г. японские магнитологи Т. Юкутаке и Х. Тачинака [11] провели глобальное обобщение магнитных данных за три столетия; они разложили поле в ряд по сферическим функциям, разделили его недипольную составляющую на дрейфующую dr и стоящую st части и построили карты соответствующих компонент. Большинство специалистов связывают природу дрейфующей составляющей геомагнитного поля с процессами в ядре Земли. Для стоящей части, которая изменяется во времени, но не смещается относительно геологических структур, по свидетельству Т. Рикитаки и Е. Хонкура, отсутствует уверенное объяснение ее физической природы. Авторы рассматривают недипольную дрейфующую составляющую исходя из того, что она, как и основная часть, аппроксимируемая полем диполя, связана с системой токовых линий в глубинных зонах Земли, но отражает региональные отклонения электрической проводимости среды от той, которая соответствует сферически-симметричной модели. В свою очередь электрическая проводимость глубинных зон зависит от их термического состояния и тесно связана с региональной геологией. Поскольку электрические токи циркулируют вдоль поверхностей геосфер, целесообразно учитывать в первую очередь вертикальную компоненту напряженности магнитного поля.

Геодинамическая модель вулканической активности

Типовую зону субдукции будем рассматривать как место, где доставляемый спрединговым конвейером материал разделяется на три основных потока. Большая часть его в виде холодной и тяжелой пластины погружается в подастеносферное пространство, значительно меньшая, пре-

имущественно в частично расплавленном состоянии, перемещается по астеносферному каналу в тылызоны субдукции и, наконец, еще одна сравнительно небольшая часть проникает в земную кору, давая начало вулканическим излияниям. Можно считать при этом, что "вулканический поток" Π_B составляет часть "астеносферного потока" Π_A . Его величина зависит от количества Q перегретого материала, поступающего в литосферу, и степени ее сжатия C , влияющего на проницаемость. Коэффициент пропорциональности K , связывающий изменения Π_B и Π_A , уменьшается с ростом C и увеличивается с возрастанием Q :

$$dK = \frac{\partial K}{\partial C} dC + \frac{\partial K}{\partial Q} dQ. \quad (1)$$

В соответствии с отмеченным ранее

$$dC \approx \frac{\partial C}{\partial v} dv \quad \text{и} \quad dq^* = \frac{\partial q^*}{\partial v} dv + \frac{\partial q^*}{\partial Q} dQ.$$

Отсюда

$$dQ = \frac{dq^* - dv \partial q^* / \partial v}{\partial q^* / \partial Q},$$

$$\begin{aligned} dK &= \frac{\partial K}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial v} dv + \frac{\partial K}{\partial Q} \frac{dq^* - dv \partial q^* / \partial v}{\partial q^* / \partial Q} = \\ &= \left(\frac{\partial K}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial v} - \frac{(\partial K / \partial Q) (\partial q^* / \partial v)}{\partial q^* / \partial Q} \right) dv + \frac{\partial K / \partial Q}{\partial q^* / \partial Q} dq^*. \end{aligned}$$

Поскольку

$$\begin{aligned} \partial K / \partial C < 0; \quad \partial C / \partial v > 0; \quad \partial K / \partial Q > 0; \quad \partial q^* / \partial v > 0; \quad \partial q^* / \partial Q > 0; \\ \partial K / \partial Q > 0; \quad \partial q^* / \partial Q > 0, \quad \text{то} \\ dq^* = -a_1 dv + a_2 dq^*; \quad K = a_0 - a_1 v + a_2 q^*, \end{aligned} \quad (2)$$

где a_0, a_1, a_2 — некоторые константы.

Астеносферный поток зависит не только от нормальной компоненты скорости сходящихся плит, но и от соотношения вязкости астеносферы и подастеносферного субстрата:

$$\Pi_A \sim v \eta_n / \eta_a,$$

где η_n, η_a — соответствующие коэффициенты вязкости. В свою очередь коэффициенты вязкости являются логарифмической функцией температуры: [7]. Для относительной величины температуры T имеет место приближенное равенство $\ln \eta \approx \alpha_0 - \alpha_1 T$, где $\alpha_0, \alpha_1 = \text{const}$. В применении к подастеносферному субстрату вариации T оцениваем характеристикой Z_{st} :

$$dT \approx \frac{\partial T}{\partial Z_{st}} dZ_{st}; \quad T \approx \beta_0 + \beta_1 Z_{st}, \quad \text{где } \beta_0, \beta_1 = \text{const}.$$

Отсюда

$$\begin{aligned} \ln \eta_n &\approx \alpha_0 - \alpha_1 (\beta_0 + \beta_1 Z_{st}) \approx \alpha_2 - \alpha_3 Z_{st}; \\ \eta_n &\approx \exp(\alpha_2 - \alpha_3 Z_{st}) = \exp[\theta^* (\alpha^* - Z_{st})]; \\ P_a &\sim \frac{\nu}{\eta_a} \exp[\theta^* (\alpha^* - Z_{st})], \end{aligned} \quad (3)$$

где $\alpha_2, \alpha_3, \alpha^*$ и θ^* — некоторые константы.

Объединяя выражения (2) и (3), имеем —

$$\begin{aligned} P_B &\approx \frac{\nu}{\eta_a} (a_0 - a_1 \nu + a_2 q^*) \exp[\theta^* (\alpha^* - Z_{st})] = \\ &= (\nu + \gamma_1 \nu q^* - \gamma_2 \nu^2) \exp[\theta^* (\alpha^* - Z_{st})], \end{aligned} \quad (4)$$

где $\gamma_1, \gamma_2, \theta^*$ и α^* — неизвестные пока коэффициенты.

Итак, в соответствии с исходными предположениями получена достаточно простая аналитическая зависимость вулканического потока (характеристики вулканической активности) от термических и динамических параметров зон субдукции. Вулканическая активность растет с увеличением ν и $q/q_{ж}$, но при достаточно большой величине ν (в силу возрастающего сжатия литосферы и сокращения ее проницаемости) начинает уменьшаться; она растет при росте вязкости мантии, о котором можно судить по уменьшению напряженности недипольной и недрейфующей составляющей поля и ее вертикальной компоненты Z_{st} , и резко падает при увеличении напряженности этой характеристики поля.

Эмпирические данные

Предлагаемая модель допускает проверку ее соответствия геологической реальности. Для этого вначале находим численные значения четырех коэффициентов ($\gamma_1, \gamma_2, \theta^*, \alpha^*$), используя в качестве меры вулканической активности пространственно-временную плотность извержений, в свою очередь определяемую отношением n/τ , где n — количество вулканических аппаратов на 100 км фронта вулканической дуги, τ — средний интервал между вулканическими циклами одного вулканического аппарата. Количественные оценки n и τ для современного вулканизма Тихоокеанского кольца заимствованы из работы В.И. Влодавца [2]. Формула (4) при этом приобретает вид

$$P_B \approx (\nu + 0,3 \nu q/q_{ж} - 0,12 \nu^2) \exp(-2,3 - 0,38 Z_{st}). \quad (5)$$

Уклонения значений P_B , вычисленных по формуле (5), от непосредственно измеренных обычно не превышают двух- и трехкратные. Такое приближение не кажется грубым, поскольку диапазон природных вариаций P_B достигает двух порядков.

Таблица иллюстрирует существенные различия геодинамического режима зон субдукции в пределах Тихоокеанского кольца, а также степени близости соответствующих расчетных и эмпирических значений плотности вулканического потока P_B . Скорость сходящихся плит, сильно влияющая

Характеристики геодинамического режима и вулканической активности некоторых зон субдукции Тихоокеанского кольца

Зона субдукции	v , см/год	$q/q_{ж}$	Z_{st} , 10^3 гамм	P_v	
				расчет	эксперимент
Хонсю	7,8	2,8	-2,2	1,6	1,4
Камчатка	1,8	2,2	-3,8	1,1	1,9
Алеуты	0,4	2,2	-6,0	0,6	1,0
Марианы	6,7	2,4	+0,3	0,5	0,16
Новые Гебриды	5,4	1,5	+2,5	0,2	0,16
Тонга	9,6	2,0	+4,2	0,1	0,4
Кермадек	9,5	3,5	+3,7	0,2	0,06

на сейсмическую активность, не определяет пропорционального изменения уровня вулканической активности. Сравнительно высокие значения нормальной компоненты скорости в дугах Тонга, Кермадек, Марианской и Новых Гебрид не приводят к интенсивным вулканическим излияниям из-за сильного сжатия литосферы и разогрева верхней мантии. Напротив, в связи с повышенной вязкостью подастеносферного субстрата в пределах Хонсю и Камчатки (отрицательные аномалии Z_{st}) вулканическая активность этих регионов весьма значительна.

С рассматриваемых позиций становится понятным феномен "тихой" субдукции, не сопровождаемой сейсмичностью и вулканизмом. Характерен в этом отношении о-в Яп из группы Каролинских, расположенный на границе взаимодействия Филиппинской и Тихоокеанской плит. При полной асейсмичности и отсутствии признаков современного вулканизма здесь происходит поглощение океанической литосферы, о чем красноречиво свидетельствует Япский желоб, глубина которого достигает 8000 м. С.А. Ушаков, Ю.И. Галушкин и А.М. Городницкий [6] предположили, что отмеченные особенности о-ва Яп объясняются "закупоркой" зоны субдукции подводными возвышенностями на западном краю Тихоокеанской плиты. Нам представляется, что неровности рельефа субдуцируемой пластины могут приводить к возрастанию напряжений и усилению сейсмичности. Отсутствие последней свидетельствует, напротив, о спокойном поглощении литосферного материала в условиях пониженной вязкости мантии, что подтверждается положительными значениями недипольной недрейфующей компоненты геомагнитного поля ($Z_{st} \approx \approx 2000$ гамм).

Рассмотренная геодинамическая модель и соответствующие эмпирические данные характеризуют суммарный вулканический поток без учета особенностей его состава. Между тем, зная относительную распространенность среди вулканических продуктов тех или иных разновидностей пород, можно вычислить пространственно-временную плотность потоков соответствующего состава. Такие вычисления были выполнены авторами, после чего оценивались корреляционные связи плотности пото-

ков базальтового, андезитового и дацитового составов с параметрами модели. Практически во всех случаях вновь вычисленные корреляции оказались более слабыми, хотя качественно повторяли те, что были установлены для суммарного потока. Этот результат допускает такое объяснение. Состав вулканических излияний и соответствующие плотности потоков являются в достаточной мере инерционными характеристиками. Они зависят от более широкого круга условий и отражают интегральный итог функционирования зоны субдукции. Поэтому в отличие от общей вулканической активности, оцениваемой величиной P_v , они не вполне когерентны вариациям динамического режима.

В заключение отметим, что принципиальные соотношения между вулканической активностью и термодинамическими параметрами верхней мантии, по всей видимости, аналогичны тем, которые вытекают из изучения интенсивности и экстенсивности интрузивного магматизма. Кроме того, рассматриваемые соотношения могут приниматься при геодинамических реконструкциях древних орогенно-геосинклинальных областей. Первый опыт в этом плане [3, 4] приводит к обнадеживающим результатам.

АБСТРАКТ

A satisfactory description of actually observed variations of intensity and extensiveness of modern island arc volcanism is given by geodynamical model taking into account the velocity of converging plates and the balance of subducted plate matter distribution. This balance takes into account the part of the matter sinking into deep mantle zones (under asthenosphere), the part spreading inside the asthenosphere, and the part entering the Earth surface in melted state and forming the volcanic products. The latter part determinates the volcanic activity. It increases with the growth of interacting plates velocity and the viscosity of underasthenospheric substratum.

The mantle viscosity within the depths 200–700 km depending upon thermal conditions can be judged by value of non-drifting and non-dipole part of geomagnetic field — the vertical component Z_{st} . The underasthenospheric substratum viscosity depends on the geological prehistory of the mantle sector considered, in particular on the duration and intensity of subduction process that is on the quantity of cold and viscous oceanic plate matter accumulated.

The example of region with well heated mantle is presented by New Hebrides, where the volcanic activity is hence highly reduced. The volcanic chain of Honshu is quite contrary to them in this aspect.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. *Влодавев В.И.* Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 134–180.

3. Клушин И.Г., Румянцева Н.А., Абрамович И.И. Принципиальная схема эволюции вулканизма Урала. — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Глобальные вулканоологические реконструкции. Новосибирск, 1977, с. 212—213.
4. Козубова Л.А., Клушин И.Г., Абрамович И.И. Эволюция условий образования магматических расплавов в Монголо-Забайкальской складчатой области и ее обрамления. — В кн.: Тез. докл. IV семинара по геохимии магматических пород. М., 1978, с. 59.
5. Методы теоретической геологии/И.И. Абрамович, Ю.К. Бурков, В.В. Груза и др. Л.: Недра, 1978. 335 с.
6. Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Городницкий А.М. Условия срыва подводных гор при их затачивании под островные дуги. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М., 1977, с. 123—127.
7. Эберт Г. Краткий справочник по физике. М., 1963. 552 с.
8. Anderson R.N., Uyeda S., Miyashiro A. Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries. Part 1. Dehydration into downgoing slab. — Roy. Astron. Soc. Geophys. J., 1976, vol. 44, p. 33—57.
9. Coney P.J. Cordillerian tectonics and North American plate motion. — Am. J. Sci., 1972, vol. 272, p. 603—628.
10. Cross T.A., Pilger R.H., jr. Constraints on absolute motion and plate interaction inferred from cenozoic igneous activity in the western United States. — Am. J. Sci., 1978, vol. 278, N 7, p. 865—902.
11. Yukutake T., Tachinaka H. Separation of the Earth's magnetic field into drifting and standing parts. — Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 1969, vol. 47, pt. 1, p. 65—97.

УДК 551.24

М.Г. ЛОМИЗЕ

ОКРАИННО-МАТЕРИКОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И РЕЖИМ РАЗВИТИЯ

Значение окраинно-материковых вулканических поясов как важной геотектонической категории, присущей определенному сочленению континентальной и океанической литосферы, нашло широкое признание. Характерные признаки и закономерности развития этих поясов исследуются главным образом на обрамлении Тихого океана, где с середины фанерозоя сосредоточены наиболее мощные вулканические проявления соответствующего типа.

Известково-щелочные вулканы тихоокеанских окраинно-материковых вулканических поясов мезозоя и кайнозоя долгое время рассматривались в рамках схемы и терминологии Г. Штилле в одних случаях как инициальные и эвгеосинклиналиные, в других — как субсеквентные и орогенные. Цельность, самостоятельность и большую длительность развития таких вулканических поясов одним из первых показал в начале 50-х годов Е.К. Устиев на примере "Охотского тектоно-магматического пояса". Сложившиеся к настоящему времени представления о тектонических условиях и закономерностях вулканизма на активных континентальных окраинах во многом определены работами У. Диккинсона, У. Гамильтона и Т. Хазертана.

В качестве эталона окраинно-материкового вулканического пояса обычно принимаются современные Анды, понятие о "континентальной

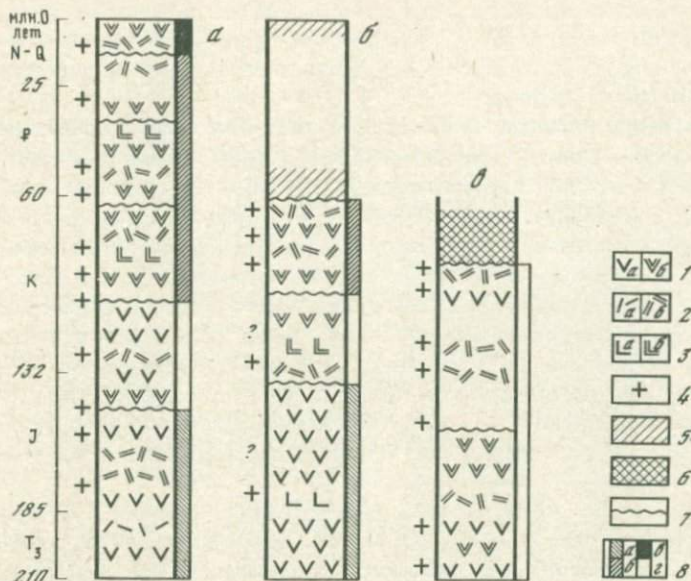
окраине андийского типа" и ее вулканизме используется при палеотектонических реконструкциях. Между тем геодинамическая обстановка, наблюдаемая в Андах сейчас, возникла лишь на неотектоническом этапе, в последние 12–13 млн. лет. До этого на протяжении почти 200 млн. лет вулканический пояс Анд развивался в иных условиях, которые, в свою очередь, не оставались постоянными. Используя современные Анды в качестве актуалистической модели, желательно различать те их черты, которые были определяющими в течение всего развития активной континентальной окраины, и те характеристики, которые отражают особенности новейшего этапа. Более полное использование андийского эталона требует изучения особенностей его развития на предшествующих этапах, а также их оценки на основе сравнительного анализа окраинно-материковых вулканических поясов тихоокеанского обрамления. Исследования в этом направлении проводились автором, исходя из пересмотра данных о вулканизме Центральных Анд с учетом личных наблюдений в этом регионе [2].

Структурное положение и основные характеристики окраинно-материковых вулканических поясов

Активность большинства окраинно-материковых вулканических поясов тихоокеанского обрамления можно проследить с середины триаса. Вулканические серии налегают на гетерогенное разновозрастное (от докембрия до низов мезозоя) основание, консолидированное к этому времени и преимущественно сиалическое. По отношению к структурному плану фундамента простираение вулканического пояса может быть как почти согласным, так и резко секущим. Первый случай иллюстрируют Центральные Анды, второй — Калифорнийско-Невадские Кордильеры.

Размещение вулканических поясов параллельно краю континента, наблюдаемое в настоящее время, устанавливается и для дочетвертичных поясов путем выявления палеограниц между формациями континентального шельфа и складчатыми комплексами эвгеосинклинального или островодужного происхождения. Последние бывают метаморфизованы или превращены в тектонический меланж. Расстояние от вулканического фронта до таких границ варьирует от 50 до 250 км. Вулканизм проявлялся в полосе шириной 50–100 км. Поскольку эта полоса со временем смещалась в сторону океана или от него, наблюдаемая ширина вулканических поясов, как правило, больше указанной: от 100–150 км (Арауканский пояс) до 500 км и более (на Канадском сегменте). Местами магматическая активность распространялась от главного пояса в глубь континента до 1000 км и более (на Антарктическом сегменте, в Квинсленде, на Северо-Востоке СССР).

Вулканизм протекал в мелководно-морских или субазральных условиях, среди его продуктов преобладают известково-щелочные андезиты и риолиты. Известны гомодромные ряды разных порядков. Вулканизм сопровождался интрузиями главным образом диоритового и гранодиоритового составов. Пространственная взаимосвязь разновозрастных вулканических и интрузивных образований, петрографические и геохимические



Р и с. 1. Главные варианты развития окраинно-материковых вулканических поясов обрамления Тихого океана

а — устойчивое сохранение обстановки активной континентальной окраины, унаследованное развитие поясов ранне-, средне- и неоандийского типа (на примере Чилийско-Аргентинского сегмента Анд); б — отмирание вулканического пояса позднеандийского типа в связи с "перехватом" активности новообразованными системами островных дуг (на примере Охотско-Чукотского пояса); в — прекращение развития вулканического пояса андийского типа в результате деструкции континентальной окраины (на примере Новозеландского сегмента)

1—4 — магматические образования известково-щелочного ряда: 1 — андезиты, 2 — дациты и риолиты, 3 — высокоглиноземистые базальты (а — подводно-морские, б — субаэральные условия формирования), 4 — интрузивные образования, главным образом диориты и гранодиориты; 5 — субщелочные калиевые базальты; 6 — толеитовые базальты; 7 — главные тектонические фазы (преимущественно германотипные дислокации); 8 — геодинамическая обстановка раннеандийского (а), позднеандийского (б), неоандийского (в) типов, переходная или неуточненная андийская обстановка (з)

данные (в том числе изотопные отношения) свидетельствуют о их комагматичности. Кольцевые интрузии, подробно изученные английскими геологами в Береговом батолите Перу, обнаруживают признаки кристаллизации на малых глубинах при непосредственной связи с вулканическими извержениями и кальдерными проседаниями. Различная вязкость магм определила, по-видимому, преимущественно интрузивную форму нахождения кислых пород и преимущественно эффузивную — более основных.

Латеральная петрохимическая зональность вулканических поясов — характерная их черта, которая особенно важна для палеореконовструкций. В глубь континента обычно нарастают содержания калия (а иногда также K_2O/Na_2O , Rb, Sr, Ba, Rb/Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$), убывают насыщенность кремнеземом, отношение железа к магнию. При значительных поперечных миграциях магматизма эта зональность осложнялась и затухивалась. Если

петрохимическая полярность современных окраинно-материковых поясов обусловлена уходящими под них зонами Беньофа, то наличие такой полярности в дочетвертичных поясах служит указанием на существование подобных зон в прошлом.

Характерна большая длительность развития окраинно-материковых вулканических поясов. Центральные Анды дают пример унаследованного развития такого пояса на протяжении более чем 200 млн. лет, с позднего триаса до настоящего времени (рис. 1, а). Даже там, где тектоническая перестройка континентальной окраины прервала развитие вулканических поясов, его длительность достигала, по-видимому, 120–140 млн. лет (рис. 1, б, в). На западном обрамлении Тихого океана отмирание окраинно-материковых вулканических поясов было сопряжено с заложением системы островных дуг и соответствующим смещением зон Беньофа и магматической активности на восток. Как показывают палеотектонические реконструкции [3], развитие окраинно-материкового вулканического пояса на Новозеландском сегменте прекратилось в результате деформации континентальной окраины.

Интенсивность магматизма в рассмотренных окраинно-материковых вулканических поясах нарастала вплоть до позднего мела, затем резко снизилась. Второстепенные максимумы активности приходятся на поздний триас, среднюю—позднюю юру, середину палеогена и плиоцен—антропоген. Последний максимум, вероятно, мог бы быть гораздо больше, если бы развитие многих окраинно-материковых поясов не оказалось к этому времени прерванным.

Тектоника окраинно-материковых вулканических поясов сравнительно проста, особенно в их верхних структурных этажах. Преобладают пологие изгибы слоев и блоковые смещения. Альпинотипная складчатость нехарактерна, линейные складки формировались главным образом на ранних стадиях и в приразломных зонах. Многочисленны вулкано-тектонические структуры центрального типа и кольцевые интрузии. Региональный метаморфизм также нехарактерен, но наблюдаются эпигенетические преобразования вулканитов, которые нарастают с глубиной и тракуются как "метаморфизм нагрузки".

Особенности строения и развития отдельных окраинно-материковых вулканических поясов тихоокеанского обрамления находятся в зависимости от его тектонической неоднородности. Естественно разграниченные сегменты таких поясов коррелируются со структурными элементами океана, взаимодействующими с активной континентальной окраиной [7].

Изменения геодинамической обстановки и типизация вулканических поясов андийской континентальной окраины

Развитие окраинно-материкового вулканического пояса Центральных Анд можно подразделить на несколько этапов, подчиненных определенной направленности. Сообразно изменениям общей геодинамической обстановки видоизменялись и процессы формирования пояса как в области

зарождения магм, так и выше — вплоть до среды накопления вулканитов. Хотя эти изменения выявлены пока лишь в общих чертах, представляется возможным и целесообразным различать три этапа развития и соответствующие им три типа вулканических поясов активной континентальной окраины: ранне-, средне- и неогандийский. Каждый из них может служить эталоном при палеотектонических реконструкциях.

Раннеандийский тип окраинно-материкового вулканического пояса выделяется на материале южной половины Центральных Анд (18—40° ю.ш.), где ему соответствует вулcano-плутонический комплекс позднего триаса — оксфорда. В течение этого времени (около 65 млн. лет) континентальная окраина находилась ниже уровня моря и по мере накопления вулканитов продолжала опускаться. Там, где быстрое поступление вулканического материала опережало погружение, вулканический пояс выступал над морем и формировались субаэральные фации. Ширина пояса была около 100 км, расстояние его от палеограницы с океаном не может быть определено непосредственно, так как край континента впоследствии разрушался и поглощался в зоне Беньофа. Известно, однако, что перед фронтом вулканического пояса, отделяя его от океана, размещались поднятия докембрийского фундамента. О их былом существовании свидетельствует поступавший с запада обломочный материал гранитного состава.

К востоку от вулканического пояса протягивался отгороженный им мелководный морской бассейн, далее следовали относительно поднятые внутриконтинентальные области с платформенным режимом (таблица). Позже, в раннем мелу, на расстоянии 100—300 км от вулканического пояса определилась зона растяжения, которую можно проследить из Северо-Западной Аргентины в Боливию и далее до Эквадора по излияниям толеитовых базальтов. В других случаях подобные зоны проницаемости с толеитовыми базальтами появились еще в ранней — средней юре, об этом свидетельствуют траппы Нового Южного Уэльса, Тасмании и Бассова пролива, Земли Виктории и Трансантарктического хребта [3].

Суммарная мощность раннеандийских вулканитов — около 5000 м, преобладают андезитовые породы, а риолитовые концентрируются на отдельных участках. Поперечная петрохимическая зональность выражена отчетливым нарастанием K_2O и K_2O/Na_2O по мере удаления от современной границы континента (от изобаты 2000 м) при коэффициентах корреляции соответственно +0,71 и +0,79. Судя по радиометрическим датировкам интрузивных тел (190—147 млн. лет), вулканизм с самого начала сопровождался внедрением кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов, диоритов, трондземитов.

Режим развития, характерный для **позднеандийского типа окраинно-материкового вулканического пояса**, установился в Центральных Андах к позднему мелу и продолжался почти 90 млн. лет до среднего миоцена (см. рис. 1). В предшествующий отрезок времени — в конце юры и раннем мелу — режим был переходным. Позднеандийский вулканический пояс, описанный под названием Арауканского, наследовал раннеандийский, хотя и был несколько смещен на восток. Континентальная окраина к этому времени заняла и устойчиво сохраняла более высокое

Основные типы окраинно-материковых вулканических поясов андийской кон-

Тип пояса	Латеральный ряд структурных элементов	
	Глубоководный желоб (?)	Краевые поднятия и прогибы
Раннеандийский (континентальная окраина ниже уровня моря)	Глубоководный желоб (?)	Краевые поднятия и прогибы
Позднеандийский (континентальная окраина выше уровня моря)	То же	То же
Неоандийский (в условиях орогенного воздымания континентальной окраины)	Глубоководный желоб	Фронтальная система рифтов и горстов

гипсометрическое положение, вулканизм протекал в субэаральных условиях. Вынос на поверхность больших масс изверженного материала, суммарной мощностью до 7000 м, сопровождался вулкано-тектоническими проседаниями, формировалась общая синклиальная структура пояса, асимметричная ввиду продолжавшегося смещения магматизма на восток. Преобладали андезиты, им были подчинены высокоглиноземистые базальты. Риолиты по-прежнему проявлялись локально. Сопутствующие интрузии были представлены гранодиоритами, тоналитами, монцонитами. Сохранялась и поперечная петрохимическая полярность по K_2O и K_2O/Na_2O , наилучшая корреляция с расстояниями до современной границы континента получена для вулканитов палеогена—миоцена.

В период формирования позднеандийского пояса распознается тот же латеральный ряд структур активной континентальной окраины, что и ранее (см. таблицу). Рядом на платформе в позднем мелу еще сохранялись зоны растяжения с излияниями толеитовых базальтов. Однако непосредственно в тылу Арауканского вулканического пояса уже в конце мела наметилась зона сжатия со взбросами и небольшими надвигами, направленными на восток [6].

Неоандийский окраинно-материковый вулканический пояс, активность которого продолжается в настоящее время, изучен намного лучше остальных, ему посвящены многочисленные публикации. Наследуя развитие позднеандийского пояса, он вместе с тем отражает специфику неотектонического этапа в эволюции Анд. Формирование его началось в конце миоцена — раннем плиоцене вместе с началом орогенного воздымания континентальной окраины, распространившегося на сотни километров в глубь континента. Так же далеко шагнул вначале и вулканизм, но затем снова сконцентрировался в линейном вулканическом поясе, несколько смещенном на восток по отношению к позднеандийскому. Связь современного вулканизма с зоной Беньофа доказана геофизически [11, 14]. Состав вулканитов в основном андезитовый и риолитовый.

тинентальной окраины

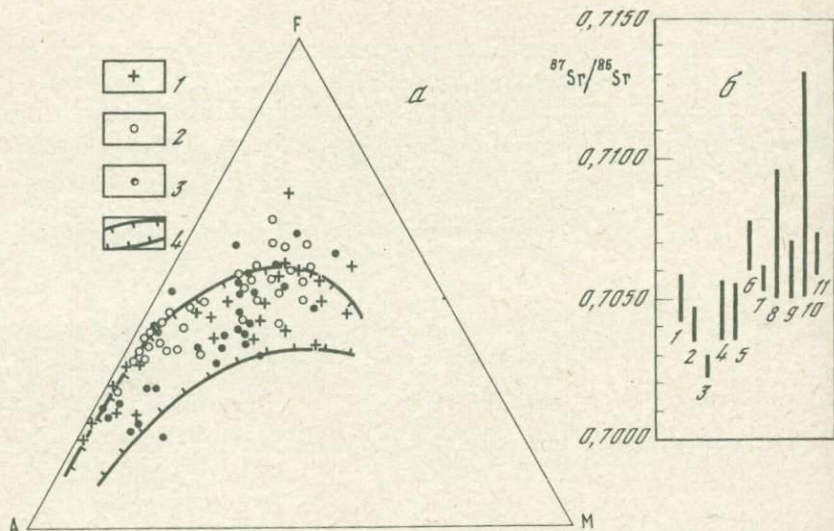
Латеральный ряд структурных элементов			
Вулкано-плутонический пояс	Континентальная платформа. Зоны растяжения с толеитовым вулканизмом		
То же	Континентальная платформа. У края вулканического пояса — проявления сжатия		
"	Тыловая зона складчатости и надвигов	Предгорный прогиб	Континентальная платформа

Латеральный ряд структур активной континентальной окраины на неотектоническом этапе заметно усложнился. Аркообразное воздымание этой окраины на 4000 м и более привело к значительным растяжениям в своде и на океанической стороне, где наблюдается фронтальная система рифтов и горстов. В то же время на континентальной стороне, в тылу пояса, растяжение сменяется сжатием, наблюдаются складчатость и надвиги в направлении опущенного в виде предгорных прогибов края платформы.

Магматические образования всех трех окраинно-материковых вулканических поясов — ранне-, поздне- и неоандийского — представлены сходными известково-щелочными сериями (рис. 2, а). Сравнение этих серий обнаруживает ряд различий, однако критериев для четкого петрохимического разграничения пока недостаточно. В андезитовых породах от серии к серии убывает железистость (9,7, 7,4 и 6,7 мас. % в пересчете на FeO), нарастают средние содержания SiO_2 (53,5, 58,1 и 58,2 мас. %), K_2O (1,3, 1,3 и 1,9 мас. %), Sr (350, 420 и 522 г/т). Как показывает график (рис. 2, б), начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ также нарастают. Весьма вероятно поэтому, что наблюдаемые петрохимические изменения отражают все большее участие вещества сиалической коры в процессах генерации магмы.

Взаимосвязь между изменениями состава лав, тектоническими движениями и структурными преобразованиями, происходившими на андийской окраине от этапа к этапу, является пока предметом предположений.

Поднятие края континента могло находиться в зависимости от наращивания мощности сиала до современных величин. Позже, при более высоком положении континентальной плиты относительно океанической, их взаимодействие в зоне Беньофа могло привести к аркообразному изгибу континентальной окраины. При этом сравнительно однородное поле напряжений преобразилось в контрастное: растяжение



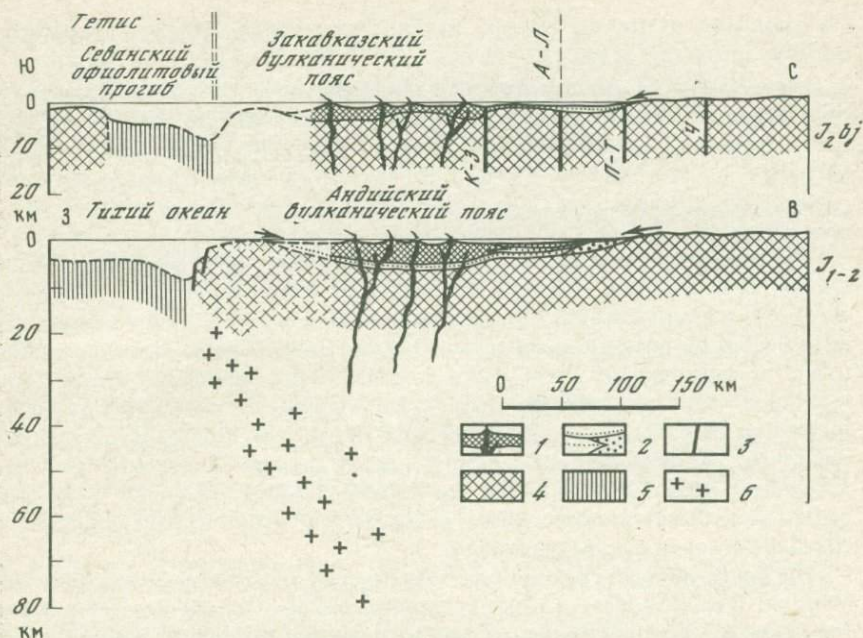
Р и с. 2. Сравнение некоторых химических характеристик ранне-, средне- и неогенных окраинно-материковых вулканических поясов

а — щелочно-фемические характеристики: 1 — вулканы раннеандийского пояса, 2 — переходного комплекса, 3 — позднеандийского пояса; 1–3 — 18–38° ю.ш., по 88 анализам [2]; 4 — поле вулканитов неогенного пояса (плицен — антропоген), 18–55° ю.ш., по 176 анализам [8]

б — изотопный состав стронция: 1 — интрузивные породы раннеандийского пояса (0,7043 — 0,7059); 2, 3 — вулканические (2) и интрузивные (3) породы переходного комплекса; 4–5 — вулканические (4) и интрузивные (5) породы позднеандийского пояса (0,7036–0,7057), 26–29° ю.ш.; 6–11 — породы неогенного пояса (0,7050–0,7130): 6–7 — вулканические (6) и интрузивные (7) породы неогена — антропогена (26–29° ю.ш.), 8–10 — вулканы неогена — антропогена (22–27° ю.ш.), 11 — вулканы антропогена (24–25° ю.ш.) [10, 12, 13]

верхов литосферы, происходящее на своде и на перегибе к глубоководному желобу, соседствует со сжатием на сочленении орогена с кратоном, где возникла тыловая зона складчатости и надвигов. Тогда же, возможно, произошло выполаживание зоны Беньофа, наклон которой под Центральными Андами сейчас всего лишь 15–25°. Эти процессы вместе с увеличением мощности сиалической коры могли обусловить наблюдаемые изменения состава магматических расплавов, поступавших на поверхность.

Сравнение охарактеризованных выше андийских поясов и структурных рядов с широко известной схемой активной континентальной окраины по У. Диккинсону [9] показывает, что последняя отражает главным образом условия неогенного типа. Это ограничивает возможности ее использования в случаях, когда исследуются обстановки ранне- или позднеандийского типа. Такой случай иллюстрирован рис. 3, где дана реконструкция кавказской окраины Тетиса для средней юры на основе сравнения с раннеандийским эталоном [3]. Новые данные [1, 4, 5] позволяют провести аналогию с ранне- и позднеандийскими типами для Охот-



Р и с. 3. Палеовулканологическая реконструкция кавказской окраины Тетиса (для средней юры), основанная на сопоставлении с раннеандийским окраинно-материковым вулканическим поясом

1 — известково-щелочные вулканисты; 2 — осадочные формации континентальной окраины, главным образом мелководно-морские; 3 — крупные разломы: К-З — Краснополяно-Зангинский, А-Л — Авадхарско-Ларсский, П-Т — Пшекиш-Тырныаузский, Ч — Черкесский; 4 — кора континентального типа; 5 — кора океанического типа; 6 — зона Беньофа

ско-Чукотского пояса (см. рис. 1, б). Намеченные типы вулканических поясов и геодинамических обстановок распознаются и на других активных окраинах тихоокеанского обрамления. Отклонения от андийских эталонов, которые обнаруживаются при этом, позволяют судить о специфике отдельных окраинно-материковых вулканических поясов и исследовать ее причины.

АБСТРАКТ

Continental-margin belts of calc-alkaline volcanism are typical and long-time developing elements of active continental margins. The Andes of today serve as a standard, and the notion about "Andean-type continental margin" and its volcanism is widely used for paleo-reconstructions. However, up-to-date geodynamic setting of the Andes came into being at the neotectonic stage only. Dealing with this actualistic model it is desirable to distinguish the features, which were determinant during all

the evolution of the continental margin (more than 200 m.y.), and those peculiar to the last stage (12–13 m.y.).

Three stages of Andean margin's development and the three corresponding types of volcanic belts are proposed to be distinguished. These are: Early-Andean, Late-Andean and Neo-Andean types, exemplified in southern half of the Central Andes (18°–40°S) by upper triassic-jurassic, cretaceous-miocenic and pliocene-quaternary volcano-plutonic complexes.

The igneous formations of all the three volcanic belts are composed by similar calc-alkaline andesitic series, with some subordinate rhyolites and high-alumina basalts. Lateral chemical asymmetry of each volcanic belt is indicated by potassium content and by K_2O/Na_2O ratio, both increasing inland. Comparison of Early-, Late- and Neo-Andean andesites shows diminishing of iron contents (9,7, 7,4 and 6,7 weight % recalculated as FeO), increasing of SiO_2 (53,5, 58,1 and 58,2 weight %), K_2O (1,3, 1,3 and 1,9 weight %), Sr (350, 420 and 522ppm) and of the age-corrected $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7043–0,7059, 0,7036–0,7057 and 0,7050–0,7130). It seems to be probable, that these changes reflect progressively growing participation of the sialic crust in magma generation.

The Early-Andean volcanic belt was formed in shallow-water environment at low altitudes of the continental margin. It was separated from the ocean by the sialic basement uplifts. Inland, as far as 100–300 km from the volcanic belt, there occurred slight extensions with tholeiitic basalt effusions. The Late-Andean belt was formed in subaerial environment at some higher altitudes of the continental margin. At the end of Cretaceous a backarc compressional zone was initiated. The Neo-Andean volcanic belt developed under the conditions of orogenic warping all over the continental margin. There appeared a forearc rift-horst system before the volcanic belt, and a backarc fold-thrust zone behind it.

The interrelation between the changes in lava composition, the tectonic movements and structural rearrangements, is a subject of assumptions yet. The continental margin's uplift could be related with the growth of sialic crust thickness up to its present values. Afterwards, at the higher position of continental plate in respect to adjacent oceanic plate, the interaction of the two plates in Benioff zone could give rise to the arch warping of continental margin. As a consequence, comparatively uniform tensional field changed into contrasting one. The superficial extension at the axis and ocean-facing limb of the arch, coexists now with compression near the contact between the orogen and downwarped basement of submontane deeps. At the same time the sloping of Benioff zone perhaps decreased to 15–25°. These processes together with thickening of sialic crust, could control the observed changes in magma composition.

Comparison with W.R. Dickinson's well-known scheme of active continental margin shows, that in spite of its generalizing nature, the scheme corresponds mainly to the Neo-Andean type. The possibilities arising from introduction of the additional standards, are illustrated by reconstruction of Early-Andean type volcanic belt on the caucasian framework of the Mesozoic Tethys.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1978. 212 с.
2. *Ломизе М.Г.* Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975, ч. 2, с. 5—75.
3. *Ломизе М.Г.* Вулканический пояс восточного края Гондваны. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 2, с. 64—71.
4. *Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А.* Тектоническая обстановка северного края юрского Тетиса на Кавказе. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1978, с. 14—15.
5. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 155 с.
6. *Aguirre L., Charrier R., Davidson J. et al.* Andean magmatism; its paleogeographic and structural setting in the central part (30°—35°S) of the Southern Andes. — *Pacific Geol.*, 1974, N 8, p. 1—38.
7. *Cobbing E.J., Pitcher W.E., Taylor W.P.* Segments and superunits in the Coastal Batholith of Peru. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 5, p. 625—631.
8. *Deruelle B.* Subduction et zonation du volcanisme plio-quaternaire des Andes du sud (18—55°S). — *Rev. géogr. phys. géol. dynamique*, 1977, vol. 19, N 2, p. 179—188.
9. *Dickinson W.R.* Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic—Cenozoic arc-trench system in western North America. — *Can. J. Earth Sci.*, 1976, vol. 13, N 9, p. 1268—1287.
10. *Francis P.W., Moorbath S., Thorpe R.S.* Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 37, N 2, p. 197—202.
11. *Hanuš V., Vaněk G.* Morphology of the andean Wadati — Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate. — *Tectonophys.*, 1978, vol. 44, N 1/4, p. 65—77.
12. *Klerkx J., Deutsch S., Pichler H., Zeil W.* Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes. — *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1977, vol. 2, N 1, p. 49—71.
13. *McNutt R.H., Crockett J.H., Clark A.H. et al.* Initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° and 29° South. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, N 2, p. 305—313.
14. *Sacks J.S.* Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America. — *Tectonophys.*, 1977, vol. 37, N 1/3, p. 131—139.

УДК 551.24

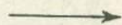
Ю.Г. ГАТИНСКИЙ

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОТЕТИСА И ПАЛЕОПАЦИФИКА

В большинстве современных палинспастических реконструкций предполагается существование на месте складчатых палеозойских структур Центральной и Южной Азии древнего океана Палеотетис, соединявшегося с Палеотихим океаном в районах Приморья и Юго-Восточной Азии [17, 5, 6]. Если в первом районе соотношения этих древних океанов в значительной мере затушеваны сложным наложением палеозойских и мезозойских складчатых систем, то во втором они лучше сохранились благодаря последовательному закономерному обрастанию континентальных блоков складчатыми сооружениями.

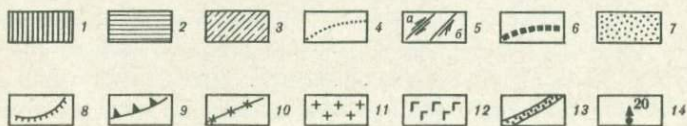
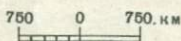
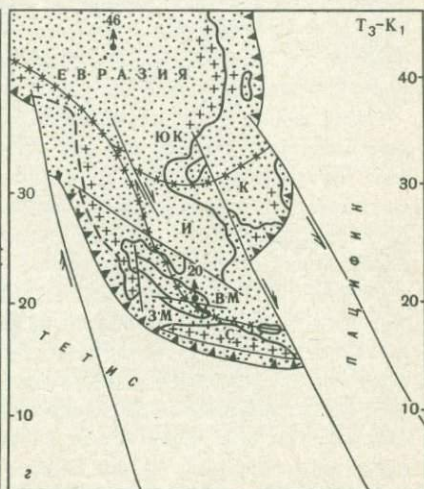
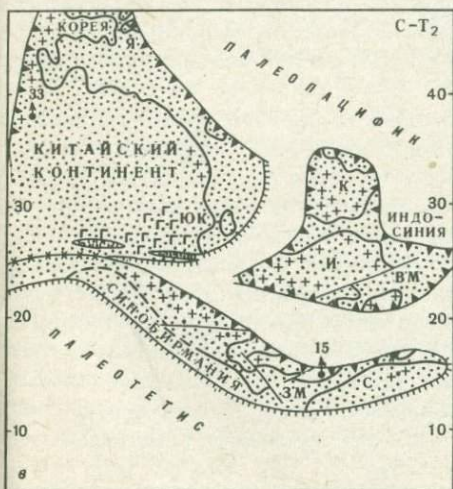
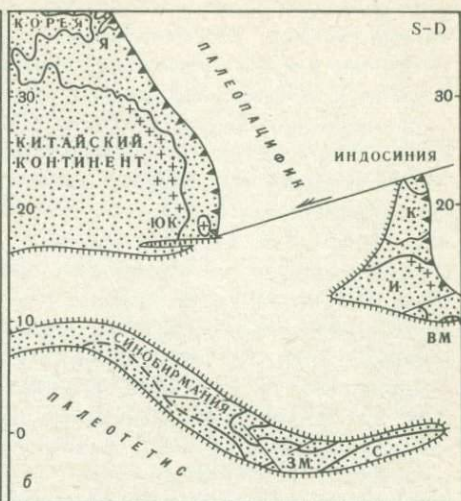
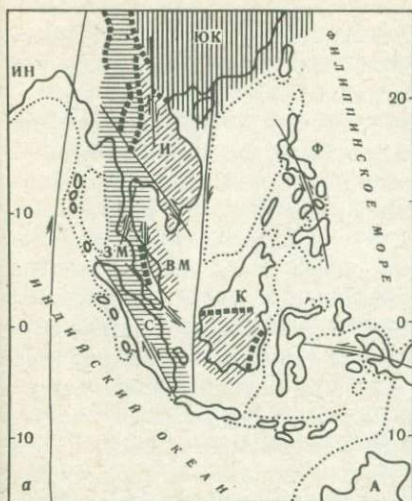
Для восстановления структуры Юго-Восточной Азии в палеозое и мезозое были прежде всего устранены элементы смещения вдоль крупных кайнозойских и мезозойских сдвигов, амплитуда которых установлена в последнее время достаточно точно по перемещению геологических границ. Из последующего рассмотрения были исключены участки новообразованной в кайнозое и конце мезозоя континентальной и океанической коры, в том числе "закрыты" по внешним краям шельфов глубоководные впадины окраинных морей. Пришлось также удалить фрагменты Гондваны, восточная часть которой, включавшая Индию, Австралию и Новую Гвинею, по мнению большинства исследователей, во второй половине палеозоя и начале мезозоя устойчиво находилась в южном полушарии. Путем латерального анализа осадочных и магматических формаций с привлечением данных по петрохимическому изучению пород были выделены главнейшие палеозойские—раннемезозойские структурно-формационные области, отвечающие самостоятельным блокам континентальной литосферы, разделенным офиолитовыми поясами и зонами интенсивных дислокаций (рис. 1, а)

В результате выполнения перечисленных операций установлено существование на месте Юго-Восточной Азии в прошлом по крайней мере трех континентальных блоков, принадлежавших, по-видимому, различным литосферным плитам и микроплитам. Это были Китайский континент (Катазия) и микроконтиненты Индосиния и Синобирмания [3, 2]. На основании общегеологических, палеоклиматических и палеонтологических данных предполагается, что в раннем и среднем палеозое эти блоки находились у северного края океана Палеотетис. Это подтверждается их тесными биостратиграфическими связями с Восточной и Северной Европой, Казахстаном и другими древними континентальными массивами северного ряда при почти полном отсутствии видов и родов, общих с гондванскими палеофаунистическими провинциями [9]. Ввиду отсутствия палеомагнитных данных по среднему палеозою для Китайского континента принято девонское положение на реконструкциях А.М. Городницкого и его коллег [6]. Удаление от этого континента Индосинии и Синобирмании рассчитывалось условно исходя из минимальной скорости современ-



Р и с. 1. Схема главнейших мезозойских и кайнозойских сдвигов, палеозойских и мезозойских офиолитовых поясов и палеозойско-раннемезозойских структурно-формационных областей Юго-Восточной Азии (а) и палинпастические реконструкции (б—г)

1—3 — палеозойско-раннемезозойские структурно-формационные области (1 — Катазиатская, 2 — Синобирманская, 3 — Индосинийская); 4 — внешняя граница современных шельфов; 5 — разломы (а — мезозойские и кайнозойские сдвиги, б — трансформные разломы); 6 — палеозойские и мезозойские офиолитовые пояса; 7 — блоки континентальной коры; 8 — пассивные континентальные окраины; 9 — активные континентальные окраины; 10 — раннемезозойские и позднепалеозойские зоны столкновения; 11 — магматические комплексы активных континентальных окраин; 12 — проявления вулканизма предрифтовой стадии развития позднепалеозойской окраины Китайского континента; 13 — рифты, 14 — палеомагнитные данные с указанием палеоширот (по [6, 23, 26]); А — Австралия, ВМ, ЗМ — восточная и западная части п-ова Малакка, И — п-ов Индокитай, ИН — Индия, К — Калимантан, С — Суматра, Ф — Филиппины, ЮК — Южный Китай, Я — Япония



ного спрединга (1–2 см/год) и геологического времени, потребовавшегося для полного закрытия бассейнов океанического типа, разделявших указанные блоки. В качестве реликтов коры этих бассейнов рассматриваются палеозойские и мезозойские офиолитовые пояса [16].

В первой половине среднего палеозоя на востоке Катазии и Индосинии были развиты активные континентальные окраины, магматические комплексы которых представлены преимущественно гранит-гранодиоритовыми палингенными интрузиями известково-щелочного ряда, реже известково-щелочными вулканитами (рис. 1, б). Фрагменты этих окраинно-континентальных магматических поясов сохранились на юго-востоке п-ова Индокитай, где в пределах Контумского выступа установлены интрузии гранитоидов возрастом 398 млн. лет [10], и более полно на юго-востоке Китая, где широко распространены граниты и гранодиориты, внедрившиеся в интервале 422–385 млн. лет назад. Среднепалеозойский магматизм знаменовал собой первую стадию формирования континентальной коры на месте раннепалеозойских пассивных окраин, чем объясняется его относительная "незрелость": пониженная щелочность и повышенная основность гранитоидов, малая роль летучих, почти полная безрудность и т.п. Проявление процессов орогенеза в Катазии в конце силура — начале девона (каледонская складчатость) было, по-видимому, связано со столкновением древних островных дуг или микроконтинентов с Китайским континентом.

Если принять рассматриваемую модель среднепалеозойского положения континентальных блоков Юго-Восточной Азии, то следует считать, что тектоно-магматическая активность на этом этапе индуцировалась со стороны Палеооцифика. Остальные континентальные окраины оставались пассивными, что может указывать на относительную молодость располагавшегося западнее и южнее Палеотетиса и преобладание процессов расширения в его пределах. Окраины атлантического типа реконструируются для среднего палеозоя на северо-западе Вьетнама (юг Китайского континента), в хр. Чыонгшон (запад Индосинии), в различных частях полуострова Малакка (Синобирмания) и в других местах. Максимальная мощность силурийско-девонских флишевых толщ установлена в хр. Чыонгшон, где она достигает 5–7 км. Типичные турбидиты встречены в девонских отложениях на юге Таиланда [25].

В позднем палеозое и начале триаса континентальные блоки Юго-Восточной Азии были расположены в достаточно низких широтах северного полушария (40–10°), т.е. значительно севернее положения Гондваны в большинстве ее реконструкций для этого времени. Это подтверждается широким развитием теплолюбивых форм ископаемых органических остатков: катазиатской флоры [20, 21], фораминифер и кораллов [12], а также палеоклиматическими и палеомагнитными данными. Преобладание в этот период активных континентальных окраин было вызвано, по-видимому, как продолжающимися процессами субдукции океанических литосферных плит Палеотихого океана, так и взаимным сближением континентальных блоков, сопровождавшимся поглощением океанической литосферы разделяющих их бассейнов (рис. 1, в). В результате вокруг Индосинии, на севере Синобирмании и на других участках форми-

ровались окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса, развивавшиеся на месте бывших среднепалеозойских пассивных окраин. Это предопределило преобладающий геохимический тип позднепалеозойских магматических пород, в целом сходных со среднепалеозойскими.

Формирование активных континентальных окраин рассматриваемого этапа происходило в несколько стадий, наиболее ранней из которых (конец девона — конец карбона) отвечают палингенные гранитоиды на юге северной половины СРВ с возрастом 330—306 млн. лет [8], на юге Китая и на западе Таиланда (344—285 млн. лет), на западе и на востоке п-ова Малакка (320—285 млн. лет) [15], на востоке Суматры [19] и на других участках. Следующая стадия, среднепермская, представлена преимущественно гранит-гранодиоритовыми интрузиями, внедрившимися в интервале 270—250 млн. лет назад на северо-западе Лаоса [22] и в пограничных районах Лаоса и СРВ [4], в пределах юго-западной и северо-западной окраин Индосинии. Наконец, ранне-среднетриасовая стадия (240—218 млн. лет назад) наиболее широко проявилась на западе Таиланда (Синобирмания), на востоке п-ова Малакка, на северо-западе Лаоса, в хр. Чыонгшон и, по-видимому, на западе Калимантана (Индосиния) и юго-востоке Китая (Катазия). В большинстве районов интрузии этой стадии представлены редкометальными гранитами, что отражает эволюцию коры континентальных окраин в течение позднепалеозойско-триасового этапа, к концу которого земная кора, по-видимому, стала достаточно мощной и вполне "зрелой". На это же указывает появление в конце перми — начале триаса на окраинах Индосинии и Синобирмании субаэральных вулканитов кислого состава.

Широкое распространение на юго-западе Китая пермско-триасовых орогенных формаций и проявлений корового магматизма [1, 13] позволяет предполагать закрытие центрального сегмента Палеотетиса в результате частичного столкновения в середине — конце карбона Китайского континента, Тибета и Синобирмании (см. рис. 1, в). Одновременные процессы орогенеза, связанные, вероятно, со столкновением палеозойских островных дуг с микроконтинентами, имели локальное развитие на западе Таиланда и в хр. Чыонгшон и могут рассматриваться как проявления варисцийской складчатости.

Южная окраина Синобирмании, проходившая через п-ов Малакка в его северной и центральной частях и далее вдоль о-ва Суматра, устойчиво оставалась пассивной на протяжении позднего палеозоя и триаса. Здесь накапливались амагматичные флишевые толщи верхнего палеозоя (Пукет в Таиланде, Мергуи в Бирме) и триаса (свита Маубин на западе плато Шан в Бирме), для которых доказывается снос материала главным образом с востока [25, 11]. Восточнее выходов этих комплексов континентальных подножий развиты параллельные им узкие полосы пермских и триасовых рифовых известняков. К югу от Синобирмании располагалась, по-видимому, незамкнувшаяся часть Палеотетиса, которая в мезозое была унаследована Мезотетисом, а в кайнозое — Индийским океаном.

Своеобразно развивалась в конце палеозоя и триасе юго-восточная окраина Китайского континента. В перми на этой пассивной окраине происходили излияния толеитовых базальтов, сменившиеся общим поднятием

с формированием бокситоносных кор выветривания и локальными проявлениями щелочно-оливин-базальтового вулканизма. С начала триаса здесь по системам разломов, в основном параллельных континентальной окраине, заложилась узкие глубокие прогибы, в которых накапливались мощные трансгрессивные морские серии триасовых отложений, в том числе глубоководных. Одновременно в бортах прогибов проявился контрастный вулканизм повышенной щелочности. Приведенная характеристика показывает, что эти прогибы, наиболее изученным из которых является триасовый прогиб зоны р. Да (Черной) в СРВ, обладают многими чертами окраинно-континентальных рифтов [2].

В позднем триасе реликтовые океанические бассейны Палеотетиса, сохранившиеся вблизи Китайского континента, полностью закрылись в результате столкновения этого континента с Индосинией и Синобирманией. Структуры, вдоль которых произошла спайка континентальных блоков, зафиксированы в Юго-Восточной Азии протяженными зонами развития офиолитовых комплексов и интенсивных альпинотипных дислокаций (рис. 1, 2). Именно вдоль этих зон активно проявился кислый и субщелочной коровой магматизм конца триаса — начала юры (200—180 млн. лет назад), часто сопровождаемый богатым редкометальным оруденением. Орогенез, вызванный указанным столкновением, многими геологами рассматривается как главный на п-ове Индокитай (индосинийская или раннекиммерийская складчатость). По-видимому, одновременно произошло приращение Китайского континента к остальной части Евразии [6].

Начиная с позднего триаса Юго-Восточная Азия существует как единый континентальный массив, далеко выступающий к югу между Тетисом и Тихим океаном по отношению к центральным районам Евразии. Палеомагнитные данные показывают, что в позднем мезозое слагающие его блоки испытали вращение примерно на 40° по часовой стрелке относительно своего позднепалеозойского положения, однако все еще оставались повернутыми на угол около 30° против часовой стрелки сравнительно с современной позицией (см. рис. 1, 2). Начиная со второй половины юры вокруг этого континентального массива закладываются новые активные окраины, обусловленные его взаимодействием с литосферными плитами Тетиса и Тихого океана [14]. Достаточно высокая степень предшествующей переработки и гранитизации различных частей массива и связанная с нею "зрелость" коры объясняют широкое развитие в пределах этих континентальных окраин плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, образующих большинство массивов северной и центральной частей Бирма-Малайского пояса гранитоидов с возрастом 113—111 млн. лет [24] и Катазиатского пояса Юго-Восточного Китая с возрастом 165 и 120—90 млн. лет [18, 24].

В конце мезозоя и кайнозое окраинные части континентального массива Юго-Восточной Азии испытывали дробление с образованием новых микроконтинентов, окраинных морей и островных дуг, однако рассмотрение этих процессов выходит за рамки статьи.

Итак, устанавливается, что режимы развития континентальных окраин на территории Юго-Восточной Азии в палеозое и начале мезозоя определя-

лись взаимодействием относительно небольших микроплит на фоне влияния глобальной тектонической активности со стороны крупных литосферных океанических плит Палеотетиса и Палеопацифика. Именно последнее обстоятельство вызывало синхронность проявления главных тектономагматических событий на краях различных континентальных блоков. На примере эволюции области стыка Палеотетиса и Палеопацифика можно видеть серьезное подтверждение высказанной ранее гипотезы об общей направленности развития крупных участков земной коры, несмотря на дискретность их строения [7]. Отмеченные особенности строения области сочленения Палеотетиса и Палеопацифика и проведенные палинспастические реконструкции приводят к выводу о наличии определенного сходства этой области с современными областями сочленения Индийского и Тихого океанов в пределах Зондского и Филиппинского архипелагов, Атлантического и Тихого океанов в Карибском бассейне.

ABSTRACT

Southeast Asia is the best region for studying of the Palaeotethys—Palaeopacific junction. The reconstruction of Paleozoic and Mesozoic structures of this region has been fulfilled by means of the lateral analysis of sedimentary and magmatic suites together with petrochemical studying of magmatic rocks and removing of displacement along some Cenozoic and Mesozoic wrench faults. Parts of the region with newly formed Cenozoic and Late Mesozoic continental and oceanic crust were excluded from this considerations as well as Gondwana fragments such as India, Australia and New Guinea. These operations resulted in setting of three largest independent continental blocks existed in the early and middle paleozoic on the territories of Southeast Asia and belonged to different lithospheric plates and subplates. Those blocks were the Chinese continent (Cathaysia), Indosinia and Sinoburmania microcontinents. They were likely to dispose in the northern part of the Palaeotethys ocean in accordance with general geologic, palaeoclimatic and palaeontologic data, in particular the considerable similarity of their early—middle paleozoic faunas to the faunas of east and North Europe, Kazakhstan and other northern continents and almost complete lacking of genera and species which would be similar to Gondwana faunal province. The active continental margins predominated in the East of Cathaysia and Indosinia with development of the calc-alkaline magmatism and orogeny in the silurian—early devonian (Caledonian orogeny). That activity seemed to be induced from Palaeopacific while western margins relating to Palaeotethys remained passive.

In the late paleozoic and begining of triassic the continental blocks under discussion were situated in the low latitudes of the Northern hemisphere (10—40°) that is proved by the large development of the Cathaysian flora, foraminifera and corals wich thrived in a warm climate as well as by palaeomagnetic data. The predominating of active margins were apparently caused by those blocks mutual approaching during that time accompanied by the subduction of the oceanic lithosphere of dividing

them basins and formation of the vast calc-alkaline magmatic belts around Indosinia, along the North margin of Sinoburmania and the Northeast margin of Cathaysia. The wide distribution of permian—triassic orogenic facies and mainly crustal magmatism in Southwest China let us to suppose the closing of the central segment of Palaeotethys due to a partial collision of the Chinese continent, Tibet and Sinoburmania (Variscian orogeny). The simultaneous orogenic events developed locally along Northeast margin of Sinoburmania because of microcontinent— island arc collision. Some rift structures formed contemporaneously in the Southeast passive margin of Cathaysia such as the Song Da (Black River) zone in Vietnam with development of the trap-type, alkaline basaltic and bimodal volcanism.

In the late triassic processes of continental collision resulted in complete closing of the Palaeotethys relict oceanic basins which were still preserving near the Chinese continent. The most intensive orogeny took place at that period (Indosinian or Early Kimmerian orogeny). Since then Southeast Asia has existed as an united continental massif combined to the Eurasian continent. In the late mesozoic and cenozoic that massif was bounded by continental margins which evolution were related to the activity of the Tethys, Pacific and Indian ocean lithospheric plates.

Thus the regimes of continental margins development in the Palaeotethys—Palaeopacific junction area were determined by the mutual interaction of some rather small subplates against a background of the large oceanic plates global activity. That caused the synchronism of major tectono—magmatic events taken place along the various continental block margins. Such a development demonstrates definite resemblance of the region under discussion to the junction areas of Pacific and Indian ocean in Southeast Asia, Pacific and Atlantic ocean in the Caribbean basin.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вергунов Г.П., Лепезин Г.Г., Прялухина А.Ф.* Области палеозойской складчатости Китая. — В кн.: *Метаморфические комплексы Азии.* Новосибирск: Наука, 1977, с. 200—205.
2. *Гатинский Ю.Г.* Пермь и триас юго-восточной части Азиатского континента. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 11, с. 47—64.
3. *Гатинский Ю.Г., Виноградов И.В.* Тектоническая и металлогеническая эволюция материковой части Юго-Восточной Азии в палеозое. — В кн.: *Общая и региональная геология, геологическое картирование.* М.: ВИЭМС, 1977, № 3, с. 1—22.
4. *Геология Северного Вьетнама/ А.Е. Довжиков, Нгуен Ван Тиен, Ле Динь Хыу и др.* Ханой: ГГУ ДРВ, 1965. 668 с.
5. *Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана/ Под ред. Л.И. Красного, К.М. Худолей.* Л.: Недра, 1978, т. 2. 247 с.
6. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
7. *Красный Л.И.* Геоблоки. — *Геотектоника*, 1967, № 5, с. 103—120.
8. *Нгуен Нгуем Минь.* Особенности геологического строения и развития Северного Вьетнама в связи с его минерагенией: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1977. 35 с.
9. *Тонг Зюй Тхань.* Комплексы девонских табулят Северного Вьетнама и их стратиграфическое значение. — В кн.: *Сборник статей по стратиграфии.* Ханой, 1975, с. 106—141 (на вьетн. яз.).

10. *Faure C., Fontaine H.* Geochronologie du Viet-Nam méridional. Saigon: Archives géologiques du Viet-Nam, 1969, p. 213–221.
11. *Garson M.S., Amos B.J., Mitchell A.H.G.* The geology of the area around Nyaungga and Ye-ngan, Southern Shan States, Burma: Overseas Mem. Inst. Geol. Sci., 1976, N 2, 72 p.
12. *Gobbett D.J.* Garboniferous and Permian Correlation in Southeast Asia. — Geol. Soc. Malaysia Bull., 1973, vol. 6, p. 131–142.
13. Granitic rocks of different geological periods of Southeastern China and their genetic relations to certain metallic mineral deposits. — Sci. Sinica, 1974, vol. 17, N 1, p. 55–72.
14. *Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margins. — United Nations ESCAP, CCOP Tech. Bull., 1976, vol. 10, p. 1–22.
15. *Hutchison C.S.* Tectonic Evolution of Sundaland: a Phanerozoic Syntesis. — Geol. Soc. Malaysia Bull., 1973, vol. 6, p. 61–86.
16. *Hutchison C.S.* Ophiolite in Southeast Asia. — Geol. Soc. America Bull., 1975, vol. 86, p. 797–806.
17. *Irving E.* Drift of the major continental blocks since the Devonian. — Nature, 1977, vol. 270, N 5635, p. 304–309.
18. *Jahn Bor-Ming, Chen P.Y., Yen T.P.* Rb–Sr ages of granitic rocks in Southeastern China and their tectonic significance. — Geol. Soc. America Bull., 1976, vol. 87, p. 763–776.
19. *Katili J.A.* Geochronology of West Indonesia and its implication on plate tectonics. — Tectonophys., 1973, vol. 19, N 3, p. 195–212.
20. *Kon'no E.* Some Permian plants from Thailand. — In: Geology and palaeontology of Southeast Asia. Univ. Tokyo Press, 1963, vol. 5, p. 149–171.
21. *Kon'no E., Asama K.* Some Permian plants from the Jengka Pass, Pahang, West Malaysia. — Ibid., 1970, vol. 8, p. 97–132.
22. *Lasserre M., Saurin E., Dumas J.-P.* Age permien obtenu par la méthode à l'argon sur deux amphiboles extraites des granodiorites de la région de Sanakham (Laos). — C. R. Soc. geol. France, 1972, N 2, p. 65–67.
23. *McElhinny M.E., Haile N.S., Crawford A.R.* Palaeomagnetic evidence shows Malay Peninsula was not a part of Gondwanaland. — Nature, 1974, vol. 252, N 5485, p. 641–645.
24. *Mitchell A.H.G.* Tin Granites: magmatism and mineralization in subduction and collision related setting. United Nations ESCAP Newsletter, 1976, vol. 3, N 1/2, p. 10–14.
25. *Mitchell A.H.G., Young B., Jantaranipa W.* The Phuket Group, Peninsular Thailand: a Paleozoic? Geosynclinal deposit. — Geol. Mag., 1970, vol. 107, N 5, p. 411–428.
26. *Stauffer P.H.* Malaya and Southeast Asia in the pattern of continental drift. — Geol. Soc. Malaysia Bull., 1974, vol. 7, p. 89–138.

УДК 551.24

Е.Н. МЕЛАНХОЛИНА

ГЕОЛОГИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Сопоставление структур геологического прошлого с современными структурами континента и океана [22] получает все большее подтверждение и признание. Большой интерес вызывает изучение геологии активных континентальных окраин Тихого океана, представляющих собой области интенсивного проявления мезокайнозойских тектонических процессов [23, 7]. Сравнительный анализ позднемезозойских и современных зон в этих областях показывает сходство их тектонического положения,

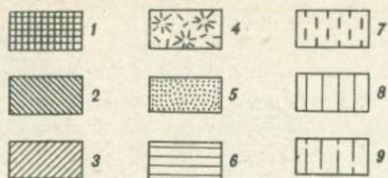
строения, характера магматизма и осадконакопления, строения земной коры и направленности ее развития [19, 33].

Общность тектонических структур мела и кайнозоя позволяет подойти к рассмотрению тектонических процессов, протекавших на континентальной окраине востока Азии в последние 120 млн. лет. В чем их основное содержание? Каким было соотношение роста "гранитного" слоя и его разрушения? Какова динамика литосферы на активной континентальной окраине? Такие вопросы встают при изучении структур Восточной Азии, как современных, так и древних.

Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины на востоке Азии была создана в результате крупной структурной перестройки: формирования складчатых сооружений мезозоид, развития гранитоидного магматизма и метаморфизма, местами — деструкции ранее созданных структур [23, 26, 22]. Система включала как участки с молодым "гранитным" слоем, образованные на месте мезозойской геосинклинали, так и древние континентальные структуры, значительно нарушенные в мезозое. Наиболее важные элементы в системе континентальной окраины были образованы парными структурами поднятий вулканического пояса и терригенных геосинклинальных прогибов, прослеженными на расстояние более 8000 км. К востоку и юго-востоку от них располагались одновозрастная эвгеосинклинальная зона и затем океан (рис. 1).

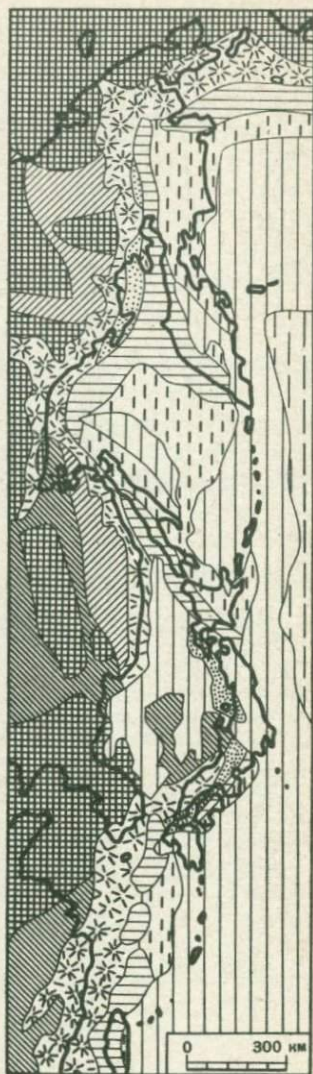
Зона вулканических поднятий Восточно-Азиатского пояса протягивается от Аляски до восточного побережья Китая в виде нескольких дугообразных звеньев: Чукотско-Аляскинского, Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского, Корейско-Японского и Восточно-Китайского. В разных районах мел-палеогеновые вулканиты пояса наложены на разнородные структуры основания, образовавшие в целом окраину позднемезозойского континента. На Сихотэ-Алине, в Кони-Тайгоносском и других районах геосинклинальные отложения последовательно сменяются в разрезе континентальными вулканитами, которые рассматриваются поэтому в составе орогенного комплекса мезозоид. В других районах породы вулканогенного комплекса перекрывают более древние структуры континентальной коры — вплоть до докембрийских на Китайско-Корейской платформе или окраине Алданского щита. В этих случаях вулканиты обычно рассматриваются исследователями вне связи с развитием геосинклинального процесса и не включаются в состав орогенного комплекса. Вместе с тем во всех звеньях пояса магматические образования оказываются однотипными.

При сравнении магматических пород по возрасту, составу и петрохимическим характеристикам выявляется их большая близость на всем протяжении Восточно-Азиатского пояса [20, 19]. Повсеместно устанавливается распространение сложных вулканоплутонических формаций от апт-альбских или древнее до нижнепалеогеновых, образованных породами известково-щелочной серии [2, 5, 8, 28, 30]. Намечается независимость состава вулканических серий от характера основания. Мощность их достигает 5 км и больше. Распространение вулканитов местами контролируется протяженными грабенообразными структурами, чаще всего — крупными вулканотектоническими депрессиями [2, 3, 5, 29]. При изучении мел-



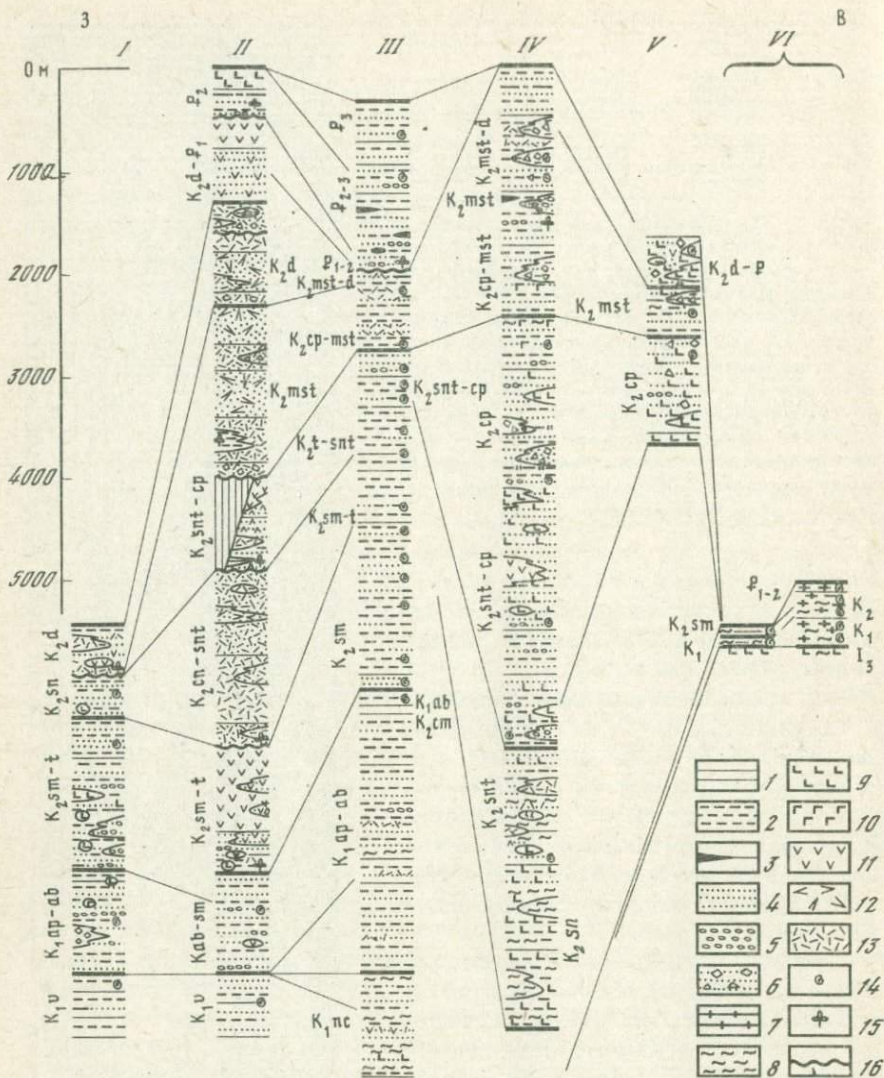
Р и с. 1. Тектоническая схема позднемезозойской континентальной окраины Восточной Азии

Структуры континента: 1 — области докембрийской континентальной коры; 2 — то же, палеозойской; 3 — то же, позднемезозойской; структуры континентальной окраины; 4 — зона вулканических поднятий Восточно-Азиатского пояса; 5 — зона амагматических поднятий; 6 — зона терригенных прогибов; 7 — позднемезозойская эвгеосинклинальная зона; 8 — позднекайнозойская геосинклинальная область, включающая фрагменты более древних структур; 9 — ложе Тихого океана



палеогеновых вулканических серий нередко устанавливается полный дифференциационный ряд от базальтов до липаритов. Наиболее характерны андезиты и андезито-дациты и комагматичные им интрузивы, преимущественно гранодиориты. Для многих районов отмечено распространение игнимбритов. В разных звеньях пояса роль кислых пород неодинакова. Они наиболее обильны в Юго-Западной Японии, особенно в турон-коньякских слоях [13, 38, 42].

Интересны образования начальных этапов развития вулканического пояса. В Кони-Тайгоносском районе это породы верхов юры — нижнего мела, предположительно островодужные [11, 21]. На Сихотэ-Алине (к югу от Тернея), на о-ве Ребун, на юго-западе о-ва Хоккайдо и севере о-ва Хонсю это также образования подводных и островных вулканов, альб-туронские и более древние [5, 6, 14]. Вулканические породы от основных до кислых характеризуются невыдержанным составом и мощностями и сочетаются с морскими кремнисто-глинистыми отложениями (рис. 2). По характеру они напоминают неогеновые "зеленые туфы" Японской островной дуги. Наиболее широко на востоке Сихотэ-Алиня распространены прослои лав, бомб и туфов базальтового состава, встречающиеся среди альб-туронских геосинклинальных толщ. Во внутренних районах Сихотэ-Алиня, отвечающих тыловой части геосинклинали, альб-



Р и с. 2. Схема сопоставления разрезов мел-палеогеновых отложений континентальной окраины и океанической области

1 — аргиллиты и глины; 2 — алевролиты; 3 — углистые породы; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — брекчи и олистостромы; 7 — известковистые породы; 8 — кремнистые породы; 9 — базальты; 10 — трахибазальты; 11 — андезиты; 12 — дациты; 13 — липариты; 14 — находки фауны и микрофауны; 15 — находки флоры; 16 — границы размыва. I — Главный Сихотэ-Алинский синклинорий (р. Б. Уссурка), II — Сихотэ-Алинское звено вулканического пояса (р. Тумановка), III — прогибы Западно-Сахалинский и Исикари-Румои (реки Найба, Тесио), IV — Восточно-Сахалинская зона, V — Малокурльская зона (о-в Шикотан), VI — север-запад Тихого океана (скв. 303 и 305)

туронские толщи имеют нормально-осадочный характер, представлены более тонкими и фациально выдержанными отложениями, прослой континентальных пород и вулканитов исчезают из разреза (см. рис. 2).

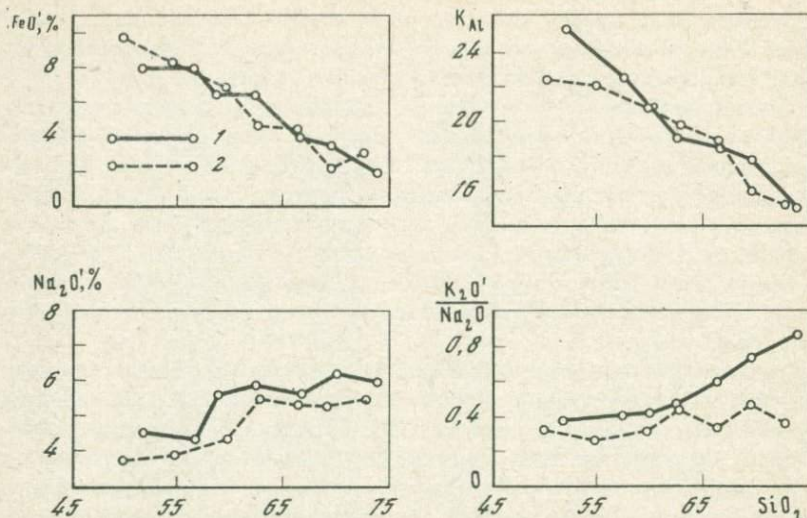
Как вулканогенные, так и осадочные породы перекрываются мощными толщами вулканитов, отвечающими главному этапу развития пояса. От образований начального этапа эти толщи отличаются более широким площадным распространением, континентальным характером, большей ролью кислых пород в разрезе, некоторым повышением щелочности вулканитов (за счет возрастания роли калия), а также связью с крупными интрузивами гранитоидов. Вместе с тем характер магматических серий, определившийся в начале развития пояса, сохраняется и в конце мела—палеогене.

Сравнение составов меловых пород вулканического пояса и современных островодужных серий, проведенное совместно с Т.В. Молчановой, показало их генетическое родство [19]. Особенно близкими к островодужным оказываются вулканические образования начального этапа развития пояса. При сопоставлении данных для всего объема меловых пород Сихотэ-Алинского звена пояса и олигоцен-четвертичных пород Курило-Камчатской дуги становятся заметными некоторые различия в щелочности вулканических серий, а графики железистости и глиноземистости идентичны (рис. 3). В целом устанавливается несомненное петрохимическое сходство меловых вулканических образований с кайнозойскими островодужными сериями. Этим подтверждается их геологическое сходство, давно отмеченное Е.К. Устиевым [28].

На востоке вулканические поднятия пояса сочетаются с выступами более древних пород, известными в Мургалском и Кони-Тайгоносском районах, в Северо-Восточной Японии, в зоне Реке Юго-Западной Японии и др. Для посленеокомского времени здесь выявляется существование амагматических поднятий, как и во внешней зоне двойных островных дуг.

Зона терригенных прогибов располагается восточнее предыдущей, со стороны океана. Она включает прогибы: Алякватваамский (с продолжением в Беринговом море), Пенжинский, Северо-Охотский, Западно-Сахалинский, Исикари-Румои, Идзуми, Цусимский, Алишань и др. [15, 16]. Подобно современным желобам, прогибы выполнены морскими, иногда достаточно глубоководными глинистыми и терригенными отложениями, часто туфогенными, местами флишевого характера, с пачками кремнисто-глинистых и пирокластических пород, с присутствием в краевых участках молассоидных образований (см. рис. 2). В целом характер отложений обычен для терригенных геосинклиналей. Мощность их до 10 км. В начале развития прогибов выявляются признаки неполной компенсации, характерные и для современных желобов. Позднее определяется компенсированное погружение, а в конце мела—палеогене — перекомпенсация прогибов. Заложение прогибов происходило в апт-альбское время в зоне стыка океанических и континентальных структур [15]. Развитие их продолжалось вплоть до конца кайнозоя.

Звгеосинклиналиная зона располагается восточнее зоны терригенных прогибов. В современной структуре разновозрастные отложения этих зон часто сближены по надвигам. На Корякском нагорье, на Восточной



Р и с. 3. Сравнение вулканических пород меловой континентальной окраины в пределах Сихотэ-Алиня (1) и неоген-четвертичной Курило-Камчатской дуги (2)

Камчатке, на востоке Сахалина и Хоккайдо, на Малых Курильских островах, во внешней зоне Юго-Западной Японии и других районах меловые эвгеосинклинальные отложения сходны по характеру. Они образуют мощные толщи, вулканогенно-кремнистые и граувакковые, глубоководные, но фациально изменчивые, с присутствием кроме толеитовых и щелочных базальтов также средних и кислых вулканитов, с наличием олистостромовых горизонтов, которые сочетаются с офиолитовыми аллохтонами [1, 6, 9, 16, 24, 25, 31, 35].

Более древние эвгеосинклинальные образования этой зоны сопоставимы с породами океанической коры, относящимися ко второму слою; они справедливо рассматриваются как комплексы океанической стадии развития. Меловые эвгеосинклинальные толщи характеризуют переходную стадию развития коры, когда изменялся характер магматизма, происходило расчленение тектонического рельефа и начиналось скучивание коры [16, 22]. В меловое время зона располагалась на периферии океана, вблизи структур континентальной окраины.

Меловые отложения собственно Тихого океана, известные по скважинам глубоководного бурения, существенно иные [39]. Они залегают поверх базальтов второго (или "надбазальтового") слоя и начинают разрез осадочного слоя океана. Неокомские слои представлены здесь кремнистыми и карбонатными породами, а посленеокомские — кремнистыми породами и пелагическими глинами, которые на поднятии Шатского сменяются карбонатными осадками. Мощность всего мелового разреза в котловине не превышает 300–400 м, скорость осадконакопления составляла от 1 до 16 м/млн. лет. Глубина неокомского моря оценивается приблизительно в 1,5 км, позднее — несколько больше. Тектоническая расчлененность, по-видимому, была незначительна. Харак-

тер осадков сохранялся постоянным в течение последних 120 млн. лет. Присутствие базальтовых лав мелового возраста связано только с отдельными подводными горами или с вулканическими поднятиями; помимо толеитовых базальтов среди них широко распространены щелочные разности, сходные с современными гавайскими [4, 40, 44].

В целом тектоническая зональность мелового времени, существовавшая на западной периферии Тихого океана, обнаруживает значительное сходство с современной. В системе меловой континентальной окраины также выделяются во фронтальной части парные структуры вулканических поднятий и терригенных прогибов, а в тыловой части — древние аналоги окраинных морей. Сходство тектонических зон, меловых и кайнозойских, подтверждается сравнением их глубинной структуры, проведенным Ю.В. Тулиной [27].

Восточно-Азиатский пояс был заложен в начале мела в виде узких гряд подводных и островных вулканов, сопровождавшихся глубокими линейными прогибами со стороны океана. Альб-туронские вулканы в восточных районах Сихотэ-Алиня, напоминающие "зеленые туфы" Японии, представляют, вероятно, образования такой островной гряды. Западно-Сахалинский прогиб в начале его развития может быть сопоставлен с желобом по характеру флишеидных и глинистых толщ, по наличию достаточно глубоководных осадков и признаков некомпенсированного погружения. Одновозрастные отложения внутренних районов Сихотэ-Алиня отвечают, по-видимому, бассейну окраинного моря; последующие дислокации не позволяют восстановить очертания этого бассейна и его строение. При наложении структур континентальной окраины на участки с древним "гранитным" слоем в тылу их были образованы небольшие впадины, заполнявшиеся красноцветными туфогенно-терригенными толщами. С интенсивным развитием известково-щелочного магматизма в вулканической зоне было связано формирование "гранитного" слоя земной коры.

В результате расширения вулканической зоны, интенсивных дислокаций и формирования складчатого комплекса мезозой с меловым "гранитным" слоем произошло значительное наращение континентальных площадей в области, пограничной с Тихим океаном. С этого времени вулканические поднятия пояса и связанные с ними прогибы отвечали новообразованной континентальной окраине. Как и в кайнозое, здесь имели место наибольшая тектоническая и магматическая активность, формирование "гранитного" слоя коры в результате дифференциации "базальтового" слоя и мантии. Можно предполагать связь этих процессов с сейсмофокальными зонами Беньюфа и субдукцией океанической литосферы, хотя механизм субдукции и остается еще неизученным. Между структурами океана и меловой континентальной окраины нередко наблюдаются секундарные соотношения. В центральной части Берингова моря по расположению магнитных аномалий намечается торцовое сочленение структур [32].

В непосредственной близости к зонам субдукции в меловое время развивались зоны интенсивного скучивания и обдукции литосферного материала, выявленные в пределах эвгеосинклинали. На Корякском на-

горье в серии надвиговых пластин изучены различные образования офиолитовой ассоциации, отвечающие океанической коре и мантии, закартировано несколько зон серпентинитового меланжа [1]. В зоне Хидака на Хоккайдо в крупной надвиговой пластине виден последовательный разрез габбро-гипербазитового комплекса [34, 36, 16]. В зоне Камуикотан на Хоккайдо и на востоке Сахалина встречаются отдельные элементы этого разреза и участки серпентинитового меланжа [25, 24]. На о-ве Шикотан в Малой Курильской гряде выявляется существование габброидных пластин, представляющих, по-видимому, фрагменты "базальтового" слоя океана, перемещенные в маастрихте к северу или северо-западу и выведенные на поверхность в результате обдукции [17]. Таким образом, на северо-западной периферии Тихого океана для конца мелового времени выявляются как признаки субдукции литосферного материала вдоль континентальной окраины, так и признаки обдукции ближе к ложу океана. Современные аналогии пока не выявлены. По времени процессы обдукции на о-ве Шикотан и на Сахалине относятся к маастрихту. На Корякском нагорье установлено их неоднократное проявление с выводом на поверхность пластин океанической коры и мантии.

Картина тектонического скупивания, происходившего в позднемезозойское время в эвгеосинклинальной зоне, дополняется данными по северо-западной части Тихого океана [37, 39]. При магнитометрических, палеомагнитных и отчасти седиментологических исследованиях здесь были получены доказательства перемещения океанических структур к северу или северо-западу в мел-палеогеновое время. Интересны данные по подводной горе Эримо (Сысоева) на стыке Курильского и Японского желобов. Здесь с щелочными базальтоидами сочетаются рифовые известняки, которые содержат верхнемеловую фауну тропической провинции, существенно отличную от японской [44]. Выявляется, таким образом, тектоническое сближение различных зон, происходившее на периферии океана в конце мела или кайнозое. Образование поднятия Шатского и других структур с повышенной мощностью коры тоже могло быть связано с явлениями горизонтального сжатия и скупивания в океанической коре, имевшими место в конце мезозоя. Весьма важен почти повсеместный преднеогеновый перерыв в океаническом осадконакоплении. Интересно его широкое проявление и на континентальной окраине, совпавшее по времени с крупной структурной перестройкой, с заложением современной системы островных дуг—желобов и окраинных морей. Связь тектонических явлений в Тихом океане и на азиатской континентальной окраине намечается все более определенно.

Приведенный обзор тектоники континентальной окраины и смежной части океана показывает сходство в характере структур и их истории в последние 120 млн. лет. Основное содержание тектонических процессов этого времени на границе океана и континента состояло в формировании континентальной коры на месте океанической в результате тектонического скупивания и интенсивного развития магматизма.

Особенность меловых структур заключалась, возможно, в меньшем размахе рельефа и меньшем развитии окраинных морей. Терригенные

прогибы к настоящему времени полностью заполнены осадками. Меловой вулканический пояс представляет более зрелую структуру, чем островные дуги, развивавшаяся более длительно (около 70 млн. лет), с появлением большого количества кислого магматического материала в конце его развития. Вероятно, пояс имеет и более зрелую континентальную кору, сформировавшуюся при региональном метаморфизме и подъеме многочисленных гранитных интрузий.

Общность процессов, происходящих в вулканической зоне, как современных, так и древних, состоит в формировании пород "гранитного" слоя в результате дифференциации верхней мантии и "базальтового" слоя коры¹. Как показано Д. Грином [10] и А. Рингвудом [43], эти породы, богатые кремнекислотой, уже не могут быть превращены в породы, характерные для мантии. При последующем погружении процессы их метаморфизма и частичного плавления могут только еще больше усилить химическую дифференциацию в системе кора—мантия. На примере Японского моря видно, что в краевой части континента древний "гранитный" слой может подвергаться значительной механической деструкции [12, 18]. Он растягивается, разрывается, образуя "микроконтиненты", и перемещается на значительные расстояния, но, по-видимому, не уничтожается.

Формирование "гранитного" слоя является ведущим и наиболее глубинным процессом на активных континентальных окраинах мезокайнозойского времени. Процессы необратимой химической дифференциации верхней мантии и коры с образованием "гранитного" слоя, происходящие в островных дугах и на континентальных окраинах, сочетаются с процессами механической деструкции коры, происходящими в окраинных морях. Они захватывают, по-видимому, различные глубинные уровни в земной оболочке.

ABSTRACT

Resulting from comparative analysis the similarity of Late Mesozoic and recent zones bordering the Pacific Ocean has been discovered by their tectonic position, structure, character of magmatic activity and sedimentation, crustal structure and direction of crustal development.

In Cretaceous time the eastern margin of the Asian continent included regions with young "granitic" layer originated in place of Mesozoic geosyncline as well as ancient continental structures. The following tectonic zonation has been established: 1) zone of East Asian volcanic belt rises; 2) projections of older rocks to the east; 3) zone of terrigenous troughs; 4) eugeosynclinal zone; 5) ocean.

The volcanic belt zone is superimposed on the heterogenous basement and traced by some arcuate links: from Alaska to Chukotka, from Anadir to Ayan, on the Eastern Sikhote-Alin, in South West Japan and Korean Peninsula, on China shore. Volcano-plutonic complexes of Apt-Albian to Lower Paleogene age are distributed here being composed of basic to acidic

¹ В результате дифференциации мантии и появления в ее верхах тугоплавкого остатка происходит постепенное наращивание литосферы [41, 43].

rocks of calc-alkaline suite presumably subaerial, similar to island arc rocks. To the west the volcanics are replaced by marine sedimentary beds which may be compared to marginal sea deposits.

The terrigenous trough zone includes: Alkatwaam, Northern Okhotsk, Western Sakhalin, Ishikari — Rumoi, Izumi, Tsushima, Alishan and other troughs. Like trenches they are filled with marine (sometimes deep sea) clayey and terrigenous deposits, of fliish character in places, with beds of siliceous — clayey and pyroclastic rocks, sometimes with molassoid sediments. Signs of incomplete trough compensation are recognized at the beginning of their development whereas those of overcompensation — in Late Cretaceous — Paleogene. The trough origination is established in the Apt — Albian in the zone of ocean — continent contact.

On the east the deposits of terrigenous troughs became converted by thrusts with synchronous eugeosynclinal deposits: of spilite — diabase — jasper and graywacke type, deep sea, but with facial changes, with presence of intermediate and acid rocks besides tholeiitic and alkaline basalts, with some olistostrome horizons connected with ophiolitic allochthons.

The volcanic belt rises and terrigenous troughs existed in Cretaceous and Paleogene as paired structures were similar at the beginning to island arcs and trenches later on — to the active continental margin structures. Like in Cenozoic, the greatest tectonic and magmatic activity is recognised here as well as formation of "granitic" layer as result of "basaltic" layer and crust differentiation. We may suppose the connection of these processes with the seismofocal Benioff zones and oceanic crust subduction, although the subduction mechanism remains obscure.

In the direct proximity with the subduction zones there were in the Cretaceous time zones of obduction of lithospheric material discovered in the eugeosyncline of Sakhalin, Hokkaido, Shikotan Isl., Koryak highland, etc.

The main essence of tectonic processes on the Cretaceous continental margin, like on the recent one, was continental crust formation as resulting of tectonic piling and intensive magmatic activity. As evidenced by the Japan Sea the ancient "granitic" layer on continental margins frequently underwent a significant mechanical destruction but was not likely destroyed.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корьякском нагорье. М.: Наука, 1978.
2. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
3. Бураго А.И., Рыбалко В.И., Фрейд Г.М. Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. — В кн.: Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Владивосток, 1968.
4. Васильев Б.И., Подзорова Д.И., Скоринова М.Ф. Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан). — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 3.
5. Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976.

6. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
7. Геология континентальных окраин. Т. 1, 2. М.: Мир, 1978.
8. Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
9. *Гранник В.М.* Стратиграфия и некоторые особенности строения верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинского региона. — Тр. СахКНИИ, 1974, вып. 31.
10. *Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975.
11. *Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978.
12. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965.
13. *Мацумото Т., Кимура Т.* Юго-Западная Япония. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2.
14. *Меланхолина Е.Н.* Очерк геологии меловых отложений Приморья. М.: Наука, 1965.
15. *Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973.
16. *Меланхолина Е.Н.* Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо. — Геотектоника, 1975, № 3.
17. *Меланхолина Е.Н.* Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда). — Геотектоника, 1978, № 3.
18. *Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М.* Тектоническое строение Японского моря. — Геотектоника, 1976, № 4.
19. *Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В.* Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии. — Геотектоника, 1977, № 4.
20. *Молчанова Т.В.* Мезозойский гранитоидный магматизм на северо-западе Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1980.
21. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976.
22. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5.
23. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
24. *Разницын Ю.Н.* Серпентинитовый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. — Геотектоника, 1978, № 2.
25. *Рождественский В.С., Речкин А.Н.* Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин. — ДАН СССР. Сер. геол., 1975, т. 221, № 5.
26. *Тильман С.М., Бялбужеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР. — Геотектоника, 1975, № 6.
27. *Тулина Ю.В.* Особенности волновых полей и глубинного строения земной коры разных типов и участков их сочленения на примере Дальневосточной переходной зоны. — В кн.: Внутренняя структура земной коры. Методика анализа и интерпретации сейсмических волновых полей. М.: Наука, 1976.
28. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геол., 1959, № 3.
29. *Филатова Н.И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины. — Геотектоника, 1974, № 2.
30. *Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Цукерник А.Б.* Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1977, т. 52 (2).
31. *Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976.
32. *Cooper A.K., Sholl D.W., Marlow M.S.* Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea Basin. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, vol. 87, p. 1119–1126.

33. *Dickinson W.R.* Reconstruction of past arc-trench systems from petroctectonic assemblages in the island arcs of the Western Pacific. — In: *The Western Pacific island arcs, marginal seas, geochemistry*. Nedlands, Univ. Western Australia Press, 1973.
34. *Geological map of Japan, scale 1 : 50 000*, sheets and explanatory texts. Geol. Surv. Hokkaido, Hok. Developm. Agency, 1959–1968.
35. *Geology and mineral resources of Japan*, 3d ed. Geol. Surv. Japan, 1977.
36. *Hashimoto S.* The basic plutonic rocks of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. Part II. — *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, 1975, vol. 16, N 4.
37. *Hilde 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, D.S., 1976. (Geophys. Monogr., vol. 19).
38. *Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatsumi K.* Late Mesozoic igneous activity in the inner side of southwest Japan. — *Pacific Geol.*, 1968, N 1.
39. *Initial reports of Deep Sea Drilling Project*. Washington, D.C., 1971–1975, vol. 6, 20, 32.
40. *Jackson E.D., Koizumi J., Kirkpatrick R.J.* et al. Drilling confirms hot-spot origin. — *Geotimes*, 1978, N 2.
41. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. — *Amer. Journ. Sci.*, 1974, vol. 274, p. 321–355.
42. *Murakami N.* Some problems concerning Late Mesozoic to Early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. — *Pacific Geol.*, 1974, vol. 8.
43. *Ringwood A.E.* The petrological evolution of island arc systems. — *J. Geol. Soc. London*, 1974, vol. 130, p. 183–204.
44. *Tsuchi R., Kiroda N.* Erimo (Sysoev) seamount and its relation to the tectonic history of the Pacific Ocean Basin. — In: *Western Pacific island arcs, marginal seas, geochemistry*. Nedlands, Univ. Western Australia Press, 1973.

УДК 551.24

Б.В. ЕРМАКОВ

РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Континентальная окраина северо-западной части Тихого океана включает окраинные моря — Японское, Охотское, Берингово, Алеутскую и Курильскую островные дуги, Японскую островную систему вместе с глубоководными желобами, а также Камчатско-Корякскую складчатую область северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Естественным ограничением континентальной окраины на западе служат Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и его Приморская ветвь. Рассматриваемая окраина относится к активному типу и характеризуется интенсивным плиоцен-четвертичным вулканизмом, высокой сейсмичностью и чередованием участков с корой континентального и субокеанического типов. Окраинные моря и островные дуги вместе с глубоководными желобами относятся многими исследователями к областям, в которых проявляются современные геосинклинальные процессы.

В тектоническом строении континентальной окраины широко проявлены разрывные нарушения, время заложения которых изменяется от рифея до кайнозоя. По многим разломам неоднократно возобновлялись перемещения, а некоторые остаются активными до настоящего времени. В целом

преобладают разрывы северо-восточного ($40-50^\circ$) простирания, им резко подчинены дизъюнктивы субмеридионального ($0-10^\circ$) и северо-западного направлений ($310-300^\circ$). Наряду с нормальными сбросами среди разломов широко проявлены сдвиги, шарьяжи, надвиги, раздвиги. В геофизических полях большая часть разрывов находит отражение в торцевых сочленениях аномалий, градиентных зонах, зонах аномальной сейсмической записи. По геологической значимости, протяженности, глубине проникновения выделяются разломы разного порядка.

В общей сети дизъюнктивов удастся наметить несколько крупных систем. Одна из них начинается в Юго-Западной Японии, где она ориентирована субширотно, и прослеживается до района Фосса-Магна. Здесь ее простирание меняется на меридиональное, и она продолжается до о-ва Хоккайдо. На о-ве Хоккайдо эта система разделяется на две ветви, одна из которых тянется в меридиональном направлении через о-в Сахалин, затем на шельфе Охотского моря разворачивается на юго-запад и уходит в Северо-Восточный Китай, усложняя строение Гириной складчатой системы. Вторая ветвь от о-ва Хоккайдо в северо-западном направлении протягивается вдоль Курильской дуги на Камчатку и Корьякское нагорье. На траверсе п-ова Кони эта ветвь соединяется с системой разломов, прослеживающихся от структур Становика — Джугджюра и Амуро-Охотской складчато-глыбовой системы через Шантарские острова, вдоль Тауйско-Тайгоносской складчатой системы [9]. Перечисленные системы разломов совпадают с простиранием складчатых структур, ориентировкой аномалий магнитного и гравитационного полей. Такое же выражение в геофизических полях имеют разрывы, ограничивающие глубоководные впадины Охотского, Японского и Берингова морей.

Ортогонально к рассмотренным выше разломам располагаются разрывы северо-западного (Охотское, Японское моря, Камчатка) и меридионального (Берингово море) простирания. Они подчеркиваются преимущественно торцевыми сочленениями или смещением аномалий магнитного поля и поля силы тяжести, а также четко выраженными линейными аномалиями.

По отношению к тектоническим структурам разломы могут быть подразделены на три группы: 1) краевые, или граничные, 2) внутриструктурные и 3) сквозные, или сквозьструктурные.

Граничные (краевые) разломы представляют собой дизъюнктивные ограничения тектонических структур [2]. Внутриструктурные разломы усложняют строение последних, не выходя за их пределы. Сквозные разрывы рассекают тектонические структуры и продолжают далеко за их границами. Порядок разломов каждой из этих групп определяется порядком тектонической структуры, по отношению к которой они рассматриваются.

Принадлежность конкретного разлома к той или иной группе могла изменяться во времени. Так, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом в позднем палеозое и раннем мезозое служил границей структурно-фациальных зон, а в позднем мезозое—раннем кайнозое он являлся сквозным, пересекающим складчатые структуры Сихотэ-Алиня и продолжающимся на шельфе как Охотского, так и Японского морей.

Граничные разломы. К разрывным нарушениям первого порядка относятся Алеутский, Курильский и Японский разломы (периконтинентальные по Н.А. Беляевскому и А.Е. Михайлову [2]). Они протягиваются вдоль внутреннего, обращенного к континенту склона одноименных желобов и определяют северо-западную границу Тихоокеанской плиты. Периконтинентальные разломы устанавливаются по данным ГСЗ, к ним приурочено выклинивание "гранитного" и резкое сокращение "базальтового" слоев. На отдельных профилях ГСЗ [7] эти разломы выражены вертикальными зонами аномальной сейсмической записи, прослеженными до глубин 22–23 км. В поле силы тяжести они характеризуются градиентными зонами, а в магнитном поле [13] подчеркиваются торцевыми сочленениями аномалий островных дуг и Тихоокеанской плиты. Аномалии последней срезаются под острым углом в западной и восточной частях Алеутского и в Японском желобах. По-видимому, магнитовозмущающие объекты Тихоокеанской плиты сформировались раньше, чем в островных дугах и на внутренних склонах глубоководных желобов.

При оценке возраста заложения периконтинентальных граничных разломов учитывались данные глубоководного бурения с нис "Гломар Челленджер" в прилегающих районах Тихого океана [12, 19]. Здесь меловые осадочные толщи, мощность которых измеряется первыми сотнями метров, горизонтально залегают на океанических базальтах. К западу и северо-западу от разломов мощность разновозрастных отложений увеличивается более чем в 10 раз, и они отличаются сложными и напряженными складчатыми деформациями. Следовательно, возраст заложения периконтинентальных разломов заведомо домеловой, а возможно, и домезозойский. Отчетливое геоморфологическое выражение разломов, их современная сейсмичность и тесная пространственная связь с позднекайнозойским — современным вулканическим поясом свидетельствуют об активных новейших, скорее всего вертикальных, движениях по этим дизъюнктивам.

К граничным разломам первого порядка относятся также Челемджа-Ямский и Прибрежный. Они отделяют континентальную окраину от тектонических структур Евразии внутриконтинентального типа. Челемджа-Ямский разлом заложился в позднем палеозое, когда он контролировал положение геосинклинальных эффузивных комплексов Тауйско-Тайгонской складчатой зоны [9]. В позднем мезозое он обусловил локализацию Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Мелкоячеистый рисунок, создаваемый эффузивами пояса, позволяет трассировать разлом по карте аномального магнитного поля. Прибрежный разлом на юге разделяет Центральный Сихотэ-Алинский синклиниорий и Прибрежный антиклинорий [10], а также соответствующие им структурно-формационные зоны мезозоя, что дает основание считать время его заложения раннемезозойским. Северный и центральный отрезки разлома контролируют положение Приморской ветви вулканогенного пояса, формирование которой началось в позднем мелу. В магнитном поле выражение Прибрежного разлома аналогично Челемджа-Ямскому, в поле силы тяжести ему соответствует гравитационная ступень. Очевидно,

на первых этапах своей активности Челемджа-Ямский и Прибрежный разломы являлись граничными дизъюнктивами второго порядка и лишь с позднего мела они объединились в крупное нарушение первого порядка, определяющее положение вулканогенных поясов и восточную границу области континентальной окраины.

Важную группу граничных разломов второго порядка составляют дизъюнктивы, окаймляющие Центрально-Япономорскую, Хонсю, Южно-Охотскую, Командорскую и Алеутскую глубоководные котловины, лишенные "гранитного" слоя. Сюда относятся Приморский, Центрально-Япономорский, Западно-Хонсуйский, Академический, Южно-Охотской впадины, Западно- и Восточно-Ширшовский, Северо-Алеутский, Западно-Командорский разломы. В поле силы тяжести они выражены градиентными зонами вокруг положительных аномалий, приуроченных к котловинам. В магнитном поле большая часть этих разломов отражается знакопеременными интенсивными линейными аномалиями, ограничивающими преимущественно отрицательные поля, присущие центральным частям котловин. В рельефе морского дна рассматриваемой группе разломов соответствует континентальный склон. Возраст этих разломов может быть выяснен лишь после решения вопроса о времени образования глубоководных котловин.

Н.П. Васильковский [6] считает, что глубоководные впадины представляют собой останцы первичного океанического ложа, сохранившиеся среди переработанных геосинклинальными процессами структур и имеющие древний возраст. По представлениям И.И. Берсенева [3], впадины возникли в результате раздвигания, начавшегося в меловое время; разломы, окаймляющие впадину, также заложены в мелу. Наиболее аргументированной выглядит точка зрения о кайнозойском возрасте впадин. В миоценовое время на их месте располагались источники сноса терригенного материала. На глубинах до 2000 м Б.И. Васильевым обнаружены остатки позднекайнозойских организмов, которые могли обитать только в мелководных условиях [4]. Впадины имеют наложенный характер, их контуры срезают разновозрастные складчатые структуры, в том числе и мезозойские [5]. Б.А. Петрушевский [14] считает, что подводные продолжения молодых, позднекайнозойских хребтов вдаются в пределы глубоководных котловин. По данным непрерывного сейсмического профилирования осадочный чехол в Южно-Охотской котловине, скорее всего, имеет неоген-четвертичный возраст [17]. По данным бурения с нис "Гломар Челленджер" [18, 19] наиболее древними осадками в Японском море являются раннемиоценовые "зеленые туфы", вскрытые на глубине 529 м. Плиоценовые турбидиты, обнаруженные во впадине Хонсю на глубине около 3000 м от уровня моря, сопоставляются с аналогичными по возрасту и составу образованиями, обнажающимися на п-ове Ога. Таким образом, за плейстоцен по разломам, ограничивающим впадину, произошли вертикальные перемещения амплитудой около 3 км. Мощность осадочного чехла с учетом современных скоростей осадконакопления также подтверждает представления о молодом возрасте впадин. Вероятно, впадины возникли в позднем кайнозое и к этому же времени следует относить и заложение ограничивающих их разломов.

Морфокинематический тип рассматриваемой группы разломов не может быть определен однозначно в настоящее время. По геоморфологическим и геофизическим данным плоскости сместителей ориентированы вертикально или субвертикально. Возможная рифтовая природа глубоководных впадин, подтверждаемая повышенной щелочностью магматических пород, контролируемых разломами, или дрейф Японских островов к востоку, предполагаемый П.Н. Кропоткиным, И.И. Берсеневым и др., позволяют относить разломы, ограничивающие впадины, к раздвигам. С другой стороны, продолжение складчатых структур и сопровождающих их разломов во впадины, данные о значительных опусканиях обширных участков дна позволяют считать рассматриваемые разломы сбросами по крайней мере в плиоцен-четвертичное время. По глубине проникновения эти разломы являются корово-мантийными.

Многочисленную группу граничных разломов второго порядка составляют разрывные нарушения, окаймляющие структурно-формационные зоны, складчатые системы, срединные массивы. Возраст заложения этих разломов изменяется от позднего докембрия до мезозоя. Они развиваются синхронно со становлением соответствующих структур.

Внутриструктурные разломы, как правило, представлены разрывами второго и третьего порядков. Их развитие и возникновение связаны с формированием складчатых и орогенных структур. К этой категории относится подавляющее большинство нарушений третьего порядка. Наиболее крупные из них подчеркиваются линейными магнитными аномалиями и градиентными зонами поля силы тяжести. Соподчиненность граничных и внутриструктурных разломов может рассматриваться следующим образом. По отношению к надпорядковым тектоническим структурам, таким, как океаны, континенты, переходные между ними зоны континентальных окраин, в качестве граничных разломов выступают дизъюнктивы первого порядка. Разрывы же второго порядка, определяющие границы складчатых областей, систем, срединных массивов, могут рассматриваться как внутриструктурные. При районировании структур первого порядка эти внутриструктурные разломы являются граничными, а внутриструктурными разрывами становятся разломы второго и третьего порядков, разделяющие антиклинории, синклинории, структурно-формационные зоны. Таким образом, понятия граничного и внутриструктурного разломов, а также ранговые подразделения этих нарушений могут рассматриваться лишь на фоне других тектонических структур.

Сквозные разломы. Наиболее крупными разрывами этой группы являются разломы, ориентированные ортогонально к складчатым структурам. К их числу относятся разломы северо-западного простирания в пределах Японского, Охотского морей и Камчатки: Авачинский, Утхолкско-Кроноцкий, Паланский, Крузенштерна, Буссоль, Итоигава-Сидзуоки, Южно-Яматинский и меридиональные дизъюнктивы Берингова моря. Большинство этих разломов протягивается из области развития мезозойских, палеозойских и более древних складчатых структур Евразии через континентальные окраины в пределы дна Тихого океана. Разломы четко отражены в аномальном магнитном поле и представлены зонами резкой смены структуры поля, направления намагниченности, торцевыми сочленениями

аномалий, цепочками линейных высокоамплитудных положительных и отрицательных аномалий. В поле силы тяжести их характеризуют прерывистые градиентные зоны, торцевое сочленение аномалий. Соотношения магнитных аномалий, связанных с северо-западными разломами, с одной стороны, и структурами Курильской дуги и Камчатки — с другой, позволяют считать возраст заложения разломов более древним, чем возраст формирования складчатых структур указанных регионов. Геологические свидетельства о наиболее ранней активности северо-западных разломов имеются лишь для палеозойского времени. По дизъюнктиву Итоигава-Сидзуоки происходило разграничение зоогеографических провинций позднего карбона Японии [8]. Авачинский разлом на Южной Камчатке отделяет Ганальский массив докембрийского возраста от палеозойских структур северо-западного простирания, совпадающих с ориентировкой разлома. Однако, исходя из общих геологических представлений о рифейском возрасте заложения структур Тихоокеанского пояса, обоснованном Ю.М. Пушаровским [15], и учитывая северо-восточное простирание структур в рассматриваемой части пояса, время заложения разломов северо-западного простирания может предполагаться дорифейским. Вероятно, в мезозое по разломам Буссоль, Крузенштерна, Парамуширскому имели место раздвиги, с которыми, возможно, связано исчезновение или существенное утонение "гранитного" слоя в центральной части Курильской гряды и впадине Дерюгина. В позднем кайнозое движения по северо-западным разломам возобновились и носили сдвиговый характер. Сдвиги затронули не только структуры верхней части земной коры, но и глубокие горизонты коры и мантии. Это подтверждается смещениями фокальной зоны Заварицкого—Беньофа до глубин 500—600 км, что было обосновано Н.А. Беляевским и др. в 1976 г. [1]. В настоящее время отдельные отрезки рассматриваемых разломов характеризуются высокой сейсмичностью. На продолжении Южно-Яматинского разлома на о-ве Хонсю многократными геодезическими измерениями выявлены современные вертикальные перемещения. Таким образом, разломы северо-западного простирания, так же как и наиболее крупные граничные разломы, являются долгоживущими и глубинными. На отдельных этапах развития активные перемещения по ним были одновременными с движениями по разрывам северо-восточной ориентировки.

На Беринговоморской континентальной окраине сквозные разломы приобретают меридиональное простирание. Они отчетливо устанавливаются в северной части Тихого океана по смещению магнитных аномалий, пересекают на отдельные блоки Алеутскую дугу и, возможно, прослеживаются в пределы шельфа. Продолжением одного из таких разломов, очевидно, является крупная разломная зона Беринга—Боффорта. По мнению Ю.М. Пушаровского и др. [16], наличие таких разломов вряд ли может быть объяснено с позиций тектоники плит.

Как граничные, так и внутрискрутурные разломы являются долгоживущими. Граничные разломы, сохраняя свою принадлежность к этой группе, существуют лишь на протяжении зарождения, развития и консолидации складчатой, орогенной структуры, границу которой они определяют. С отмиранием структуры перемещения по разлому, как правило, прекра-

щаются. Иногда в связи с общей активизацией региона подвижки по таким разломам могут возобновиться, однако, разломы при этом утрачивают свою граничную роль и переходят в категорию сквозных или внутриструктурных. Таким образом, сквозные разломы по сравнению с граничными являются более долгоживущими. Сквозные разломы, вероятно, также возникли в качестве граничных, но намного пережили те складчатые или орогенные, платформенные структуры, которые они разделяли.

Глубинность разломов в пределах континентальной окраины в большинстве случаев устанавливается по косвенным признакам: характеру магматизма, длительности развития, протяженности, особенностям нарушаемых складчатых структур. Лишь в последние годы появились данные по глубинному сейсмическому зондированию, позволившие подтвердить проникновение до глубин 30 км крупных разломов Сихотэ-Алиня [11]. Сходные глубины проникновения определены для разломов, разделяющих островные дуги и Тихий океан. Таким образом, вероятно, граничные разломы прослеживаются до глубин порядка 30 км. Сквозные разломы, в частности система северо-западных разрывов, смещают сейсмофокальную зону Заварицкого—Беньюфа и проникают на 500—600 км.

Морфокинематическая характеристика наиболее разнообразна для граничных и внутриструктурных разломов, среди которых установлены надвиги, шарьяжи, сбросы, взбросы, раздвиги. Сквозные дизъюнктивы в основном представлены лишь сдвигами.

Таким образом, среди выделяемых на северо-западной континентальной окраине Тихого океана разломов сквозные разрывы отличаются наиболее длительным развитием, максимальной глубиной проникновения и простотой морфокинематической характеристики.

А B S T R A C T

The continental margin of the north-west Pacific is abundant in faults ranging from Riphean to Cenozoic in age. Most of them extend to the north-east and few to the north and north-west. Apart from normal faults, wrench faults, thrust faults, overthrusts and gap faults are widespread. The faults are classified into three groups on the basis of their relationships to the fold, geosyncline, orogeny, and depression structures of the marginal seas of Japan, Okhotsk and Bering, Kamchatka, the Koriak upland, Sakhalin and Japan Islands. These are 1) marginal or boundary faults which bound the above mentioned structures; 2) intrastructural faults which complicate the structures and do not extend beyond them; 3) extensive faults running across several major structural features. The faults are also classified depending on the rank of the related structures. The largest marginal faults are those which separate the structural units in the Pacific floor and continental margin, e.g. the faults running along the Japan, Kuril and Aleutian deep-sea trenches. These faults have been traced by deep seismic sounding to depths of 25 kilometers. Marginal faults of the same rank separate the continental margin from the structures of the continent and control magmatism of the Okhotsk—Chu-

182

котка volcanic belt. Marginal faults of higher rank bound deep-sea basins of marginal seas devoid of a granite layer and separate folded areas and systems, median masses, anticlinoria and synclinoria. These faults vary in morphology and are represented by gap faults, overthrusts, wrench and thrust faults. The largest of these have been traced by seismic measurements to depths of 30 kilometers. Marginal faults have kept on acting as bounding faults since their origin throughout the geological history of the related structures undergoing morphological transformations. Intra-structural faults which are also extremely diverse in morphology are of a higher class and are much shallower in depth than marginal faults. They live as long as the related structures. The largest among extensive faults are faults of a north-western strike which cut the ocean floor, run across continental margin in the seas of Japan and Okhotsk and extend for great distances into the continent. Extensive faults of the same order but oriented almost east-west are present within the Bering continental margin. These faults are supposed to extend to depths of 500 or 600 kilometers on the assumption that they break the Benioff seismofocal zone into sections of variable inclination, orientation and depth. They are supposed to have originated in Middle Proterozoic and lived up to the recent. It is hard to reconstruct their morphology as it was at the time of their origin but throughout the longest period of their development they seem to have acted as wrench faults. Thus among the faults existing in the north-western continental margin of the Pacific extensive faults running through many different structures are distinguished by the longest life, greatest depth of penetration and simple morphology.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляевский Н.А., Николаевский А.А., Ермаков Б.В., Семов В.Н.* Зона Заварицкого—Беньофа и сопровождающие ее разломы в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 78—84.
2. *Беляевский Н.А., Михайлов А.Е.* Граничные разломы. — Там же, с. 117—124.
3. *Берсенева И.И.* Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 15—35.
4. *Васильев Б.И.* Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 899—901.
5. *Васильев Б.И., Туезов И.К., Егорова М.Г.* и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины. — Сов. геол., 1975, № 10, с. 59—71.
6. *Васильковский Н.П.* Еще раз о происхождении Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 9—14.
7. *Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 267 с.
8. Геологическое развитие Японских островов/Под ред. Н.А. Беляевского и Л.И. Красного. М.: Мир, 1968. 719 с.
9. Геология СССР. Т. XXX. Ч. 1. Кн. 2. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. 535 с.
10. Геология СССР. Т. XXXII. Ч. 1. Приморский край. М.: Недра, 1969.
11. Глубинное строение Приморья/В.В. Аргентов, Г.С. Гнибиденко, А.А. Попов и др. М.: Наука, 1976. 89 с.

12. Гнибиденко Г.С., Красный Л.И., Лукьянов Н.П. Новые данные о структуре осадочного чехла поднятия Шатского и северо-западной плиты Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 143—146.
13. Красный М.Л. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969, вып. 20, с. 227—234.
14. Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М.: Наука, 1972. 300 с.
15. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента. Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
16. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шмидт О.А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. — Геотектоника, 1977, № 5.
17. Снеговской С.С., Неверов Ю.Л. Строение осадочных отложений на акваториях о. Итуруп (Курильские о-ва). — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, вып. 24, с. 95—101.
18. Karig E.D., Ingle J.C. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXXI. Washington, US. Government Printing office, 1975. 1025 p.
19. Scholl D.W., Creager J.S. Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results: Far North Pacific, Aleutian Ridge and Bering Sea. — In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XIX. Washington, US. Government Printing office, 1973, p. 897—913.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. ГЕОФИЗИКА	
<u>Н.А. Белляевский</u> , Г.В. Краснопецева, Н.П. Лопатина, М.И. Разинкова, В.Н. Семов, Л.Н. Старобинец, Ю.К. Шукин. Некоторые особенности строения и динамики земной коры и верхней мантии территории СССР	5
Н.К. Булин. Новая сейсмическая модель земной коры океанов	19
И.В. Литвиненко, С.А. Анкудинов, М.Д. Лизинский, Л.Н. Платоненкова. Взаимоотношение и природа сейсмических границ Балтийского щита	25
Н.Н. Пузырев, С.В. Крылов, В.Д. Суворов, В.С. Сурков, Г.М. Таруц, Л.Г. Цыбулин, В.А. Кондрашов, Б.С. Мишинов. Геофизические исследования глубокопогруженных толщ платформенного чехла и палеозойских отложений Западно-Сибирской плиты	31
<u>В.В. Федьинский</u> , Ю.Я. Ващиллов. Слоисто-блоковое строение литосферы	37
И.И. Рокитянский. Аномалии электропроводности в литосфере Земли	45
А.А. Смыслов, М.Г. Харламов, И.Г. Клушин, Ю.И. Сытин. Соотношение блоковой структуры центральных районов Евразии с трансформными и другими разломами	52
И.Г. Клушин. Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте	57
Б.А. Брюсов. Основные особенности глубинного строения земной коры Средиземноморского региона в свете геофизических данных	64
А.Н. Храмов, В.П. Родионов. Палеомагнетизм и горизонтальные движения Русской и Сибирской платформ	72
К.Ф. Тяпкин. Новая ротационная гипотеза структурообразования и тектоника плит	79
II. ГЕОЛОГИЯ И КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ	
В.Н. Аверьянова. Сейсмотектоническое течение горных масс в Альпийской складчатой области	86
Н.В. Кондорская, Л.Б. Славина, Ю.К. Шукин. Строение и динамика литосферы Карпатского региона и района глубоких землетрясений Вранча по сейсмологическим и геофизическим данным	89
Ф.Н. Юдахин. Геофизические поля, тектоника и сейсмичность Тянь-Шаня	101
III. ГЕОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН	
П.Л. Безруков, И.О. Мурдмаа. Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана	111
М.С. Марков, Ю.М. Пущаровский, С.М. Тильман. Активные континентальные окраины северо-запада Тихого океана	124
И.К. Туезов, Г.С. Гнибиденко, М.П. Красный, С.С. Снеговской. Основные черты тектоники Азиатско-Тихоокеанской активной окраины	133
И.Г. Клушин, И.И. Абрамович. Интенсивность и экстенсивность вулканизма островных дуг как функция динамического режима субдукции и реологических свойств мантии	141
М.Г. Ломизе. Окраинно-материковые вулканические пояса: геодинамические обстановки и режим развития	147
Ю.Г. Гатинский. Эволюция континентальных окраин области сочленения Палеотетиса и Палеопацифика	157
Е.Н. Меланхолина. Геология позднемезозойской континентальной окраины Восточной Азии	165
Б.В. Ермаков. Разломы земной коры континентальной окраины северо-западной части Тихого океана	176
	185

CONTENTS

Foreword	3
I. GEOPHYSICS	
<u>N.A. Beliaevsky</u> , G.V. Krasnopevtseva, N.P. Lopatina, M.I. Rasinkova, V.N. Semov, L.N. Starobinets, Y.K. Shchukin. The structure and dynamics of the Earth's crust and upper mantle in the USSR	5
N.K. Bulin. A new seismic model of the oceanic crust	19
I.V. Litvinenko, S.A. Ankudinova, M.D. Lizinsky, L.N. Platonenkova. The relationship and nature of seismic boundaries beneath the Baltic shield	25
N.N. Puzryev, S.V. Krylov, V.D. Suvorov, V.S. Surkov, G.M. Faruts, L.G. Fsybulin, V.A. Kondrashov, B.S. Mishinov. Intergrated geophysical work in the exploration of paleozoic and other deep-lying sedimentary strata within the West-Siberian platform	31
<u>V.V. Fedynsky</u> , Ju.Ja. Vashilov. A layer-block model of the lithosphere	37
I.I. Rokityansky. Electrical conductivity anomalies in lithosphere	45
A.A. Smyslov, M.G. Kharlamov, I.G. Klushin, Yu.I. Sytin. Interrelation of the block structure of Eurasian central part with the transform and other faults	52
I.G. Klushin. Interpretation of Ural-African anomaly of geogravity potential in geodynamic aspect	57
B.A. Brioussov. The main features of deep crustal structure of Mediterranean region according to geophysical data	64
A.N. Khramov, V.P. Rodionov. Paleomagnetism and horizontal movements of Russian and Siberian platforms	72
K.F. Tyapkin. New rotation hypothesis of structural formation and the plate tectonics	79
II. GEOLOGY AND CATASTROPHIC EVENTS	
V.N. Aver'yanova. Seismotectonic flow of rock masses in the Alpine folded zone	86
N.V. Kondorskaya, L.B. Slavina, Yu.K. Shchukin. The structure and dynamics of the lithosphere in the carpathians and Wracha seismic region from seismological and geophysical data	89
F.N. Yudachin. Geophysical fields, tectonics and seismicity of the Tien Shan	101
III. GEOLOGY OF CONTINENTAL MARGINS	
P.L. Bezrukov, I.O. Murdmaa. The geology of West Pacific marginal trenches	111
M.S. Markov, Yu.M. Pushcharovsky, S.M. Tilman. North-West Pacific active continental margins	124
I.K. Touezov, G.S. Gribidenko, M.L. Krasny, S.S. Snegovskoi. Main features of tectonics of Asia-Pacific active margin	133
I.G. Klushin, I.I. Abramovich. Intensity and extensiveness of Island arcs volcanism as a function of dynamic regime of subduction and mantle rheological properties	141
M.G. Lomize. Continental-margin volcanic belts: the geodynamic setting and regime of development	147
Y.G. Gatinsky. The evolution of continental margins in the palaeotethys-palaeopacific junction	157
E.N. Melankholina. The geology of the late Mesozoic continental margin of East Asia	165
B.V. Ermakov. Crustal faults in the continental margin of the North-West Pacific	176

УДК 550.3

Некоторые особенности строения и динамики земной коры и верхней мантии территории СССР. Н.А. Беляевский, Г.В. Краснопевцева, Н.П. Лопатина, М.И. Разинкова, В.Н. Семов, Л.Н. Старобинец, Ю.К. Щукин. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Приводятся результаты анализа и обобщения материалов сейсмических исследований, целью которых являются: освещение особенностей детальной структуры коры и верхней мантии некоторых крупных тектонических структур европейской части СССР; исследование сейсмической характеристики границы Мохоровичича и крупных скоростных неоднородностей, современной геодинамики литосферы. Показано, что знание особенностей строения литосферы до глубин 100–200 км позволяет существенно уточнить представления о связи приповерхностных тектонических структур с глубинными горизонтами земной коры и верхней мантии.

Ил. 3, список лит. — 14 назв.

УДК 550.3

Новая сейсмическая модель земной коры океанов. Н.К. Булин. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Обоснована необходимость коренного пересмотра современных сейсмических моделей земной коры океанов. Эти модели не учитывают многочисленных данных о существовании участков с утолщенной корой, а также зон пониженных значений скорости сейсмических волн на глубинах от 2 до 15 км ниже дна океанов. Предлагаемая модель представляет дальнейшее обоснование и развитие представлений ряда исследователей о единстве состава и строения верхней мантии литосферы в пределах всей поверхности Земли.

Табл. 1, список лит. — 11 назв.

УДК 550.3

Взаимоотношение и природа сейсмических границ Балтийского щита. И.В. Литвиненко, С.А. Анкудинов, М.Д. Лизинский, Л.Н. Платоненкова. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Проанализированы сейсмогеологические разрезы (ГСЗ, МОВ) восточной части Балтийского щита. Выявлены особенности связи геометрических моделей разрезов с методикой их исследования. Показано различие пологих и крутопадающих границ по характеристикам связанных с ними волн и предполагаемой внутренней структуре. Установлена связь крутопадающих границ с контактами пород и разрывными нарушениями. Высказывается предположение о наложенном характере пологих границ и связи их с метаморфическими и тектоническими процессами.

Ил. 1, список лит. — 6 назв.

УДК 550.3

Геофизические исследования глубокопогруженных толщ платформенного чехла и палеозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Н.Н. Пузырев, С.В. Крылов, В.Д. Суворов, В.С. Сурков, Г.М. Таруц, Л.Г. Цыбулин, В.А. Кондрашов, Б.С. Мишинов. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Рассматриваются три этапа геофизических работ: региональный, поисковый и детальный. Для каждого этапа определен оптимальный комплекс геофизических методов, описан круг задач, решаемых на каждом этапе, а также выделены главные проблемы теоретических исследований. Анали-

зируются высокочастотные методы изучения потенциальных полей, сейсмические исследования МОГТ, КМПВ, ГСЗ с использованием различного типа волн, регистрируемых в широком диапазоне расстояний от источников колебаний.

Ил. 1, список лит. — 3 назв.

УДК 550.3

Слоисто-блоковое строение литосферы. В.В. Федынский, Ю.Я. Вашилов. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Рассматриваются геофизические аспекты представлений о слоисто-блоковой структуре земной коры и верхней мантии. Раскрывается содержание явления закономерного сочетания слоев и блоков, обнаруженного при количественной интерпретации геофизических и особенно гравиметрических данных и статистической обработке результатов. Предлагаются объяснения этого явления и раскрываются возможности его использования в практике интерпретации гравиметрических и магнитных аномалий.

Ил. 2, список лит. — 18 назв.

УДК 550.3

Аномалии электропроводности в литосфере Земли. И.И. Рокитянский. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Описываются аномалии электропроводности — хорошо проводящие тела длиной в сотни и тысячи километров, залегающие на глубине от единиц до десятков километров в толще плохо проводящих пород литосферы. В тектонически активных регионах характерной глубиной залегания аномалий электропроводности является глубина 15 ± 5 км. Платформенная аномалия, если она обусловлена расплавом пород, свидетельствует об унаследованной или вновь наступающей активности данного региона.

Табл. 3, ил. 1, список лит. — 21 назв.

УДК 550.3

Соотношение блоковой структуры центральных районов Евразии с трансформными и другими разломами. А.А. Смыслов, М.Г. Харламов, И.Г. Клущин, Ю.И. Сытин. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

На основании комплексного анализа геологических и геофизических данных показано, что основным элементом континентальной коры являются сегменты литосферы, имеющие слоистое строение, размеры которых в поперечнике достигают первых сотен километров. Расположение блоков в пространстве, их геометрия определяются наличием региональных разломов глубокого заложения, ориентированных преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлениях. Они соответствуют ориентировке весьма протяженных (тысячи километров) трансформных разломов, расщеливавших в палеозое Палеотетис и Урал. Системы разломов различного генезиса и тяготеющие к ним линейные структуры отличаются геохимической и металлогенической специализацией.

Ил. 2, список лит. — 7 назв.

УДК 550.3

Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте. И.Г. Клущин. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Рассматривается геологическая природа Урало-Африканской аномалии гравитационного потенциала (геопотенциала), выявленной на основе космических и наземных измерений. Аномалия фиксирует отчетливое уменьше-

ние плотности мантии к востоку от линии Урал — Мадагаскар, объясняемое мантийным теплопереносом из зоны взаимодействия плит в ее тыловую часть. Состояние, отвечающее максимуму накопленного тепла, отвечает стадии орогенеза в самой зоне взаимодействия и рифтогенезу в ее тыловой области.

Ил. 1, список лит. — 19 назв.

УДК 550.3

Основные особенности глубинного строения земной коры Средиземноморского региона в свете геофизических данных. Б.А. Брюсов. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

На основе интерпретации региональных геофизических (в основном гравиметрических) данных для Средиземноморского региона и сопредельных областей составлены схема глубинного строения земной коры и карта рельефа погребенного кристаллического фундамента. Показано положение основных зон литосферных разломов, ограничивающих отдельные плиты и микроплиты. Приведено краткое описание особенностей морфологии поверхности Моховичича и кристаллических пород.

Список лит. — 13 назв.

УДК 550.3

Палеомагнетизм и горизонтальные движения Русской и Сибирской платформ. А.Н. Храмов, В.П. Родионов. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Анализ рядов палеомагнитных определений для Русской и Сибирской платформ позволил проследить основные черты истории горизонтальных движений этих плит в течение фанерозоя. Предлагаемая интерпретация палеомагнитных данных исходит из принципов центрального осевого диполя и минимальных перемещений. Остается значительная неопределенность в оценке масштабов относительных перемещений Русской и Сибирской плит.

Ил. 2, список лит. — 13 назв.

УДК 550.3

Новая ротационная гипотеза структурообразования и тектоника плит. К.Ф. Тяпкин. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Названы основные предпосылки, приведшие к созданию концепции новой глобальной тектоники. Перечислены пространственные закономерности расположения тектонических структур в земной коре, не входящих своего объяснения, которые послужили одной из предпосылок новой ротационной гипотезы структурообразования. Согласно этой гипотезе, структуры формируются за счет разрядки напряжений, возникающих в земной коре в процессе приспособления Земли к непрерывно меняющемуся положению оси вращения. Показано, что основные положения тектоники плит с позиций новой гипотезы структурообразования могут быть интерпретированы без привлечения значительных горизонтальных перемещений блоков литосферы.

Ил. 1, список лит. — 10 назв.

УДК 550.34

Сейсмотектоническое течение горных масс в Альпийской складчатой области. В.Н. Аверьянова. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

По инструментальным, макросейсмическим и сейсмологическим данным и сведениям о механизме коровых землетрясений изучены поля максимальной наблюдаемой магнитуды, интенсивности и скорости сейсмотектонического течения горных масс в зоне альпийской складчатости Евразии (от Адриатического моря до Гиндукуша). По величине интенсивности и скорости

ти сейсмотектонического течения, а также по однородности деформированного состояния горных масс земной коры выделены сейсмические швы, характеризующиеся максимальной сейсмогенностью. Наиболее высокий уровень сейсмичности наблюдается в областях пересечения сейсмических швов.

Ил. 3, список лит. — 3 назв.

УДК 550.34

Строение и динамика литосферы Карпатского региона и района глубоких землетрясений Вранча по сейсмологическим и геофизическим данным. Н.В. Кондорская, Л.Б. Славина, Ю.К. Щукин. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

На основании геолого-геофизических и региональных сейсмологических данных исследуются особенности блоковой и слоистой структуры литосферы Карпатского региона, прослеживаемые до глубин 100–200 км. На разрезах, построенных по термическому полю скоростей, в пределах фокальной зоны Вранча отмечено, что скоростные различия в разных ее частях и на разных глубинах различны: более отчетливы на глубинах 100–140 и более 160 км. На глубинах 140–160 км эти различия менее четкие. Имеет место четко выраженная по всем глубинам от 100 до 170 км граница между высоко- и низкоскоростными блоками в северо-западной и северо-восточной частях фокальной зоны. Дана геодинамическая интерпретация полученных данных для Карпатского региона.

Ил. 8, список лит. — 10 назв.

УДК 550.34

Геофизические поля, тектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Ф.Н. Юдахин. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

По сейсмологическим и гравиметрическим данным построена схема рельефа поверхности Мохоровичича Тянь-Шаня. Установлено закономерное чередование прогибов и поднятий подошвы земной коры, оси которых веерообразно расходятся в западном направлении. Эпицентры сильных землетрясений региона тяготеют к зонам резкого изменения мощности земной коры, совпадающим с границами между различными складчатыми системами и срединными массивами.

Ил. 3, список лит. — 18 назв.

УДК 551.24

Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана. П.Л. Безруков, И.О. Мурдмав. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Глубоководные желоба представляют собой шовные структуры неотектонического погружения глубинного заложения на стыке ложа океана с островными дугами и являются закономерной составной частью активных континентальных окраин. По модели тектоники плит они образовались в результате субдукции океанской литосферной плиты под континентальную (в зонах Заварицкого — Беньофа). Геофизические данные, результаты драгировок и глубоководного бурения, изучение четвертичного осадконакопления и геоморфологии приводят к выводу о глубоких различиях геологического строения внутренних (островных) и внешних (океанских) склонов желобов.

Ил. 1, список лит. — 33 назв.

УДК 551.24

Активные континентальные окраины северо-запада Тихого океана. М.С. Марков, Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология

континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

К континентальным окраинам авторы относят структурные зоны, образующие Тихоокеанский тектонический пояс. Тектоническая эволюция континентальных окраин рассматривается под углом зрения преобразования коры океанического типа в континентальный, сопровождаемого мощными деструктивными явлениями, приводящими к крупным нарушениям и перестройке тектонического плана геосинклинальных систем и областей.

Ил. 1, список лит. — 7 назв.

УДК 551.24

Основные черты тектоники Азиатско-Тихоокеанской активной окраины. И.К. Туезов, Г.С. Гнибиденко, М.Л. Красный, С.С. Снеговской. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Имеющиеся данные о геологическом строении Азиатско-Тихоокеанской активной окраины позволяют предполагать, что кора континентального типа в ее пределах сформировалась еще в докембрии. Зарождение специфических тектонических движений (геосинклинального типа), приведших к формированию современной структуры и облика региона, следует относить, вероятно, к неогену. Для региона характерны две тенденции: создание земной коры в пределах островных дуг и ее разрушение в глубоководных котловинах. Не исключено, что основным фоном для указанной тектонической деятельности являются процессы, протекающие в зонах Заваецкого—Беньофа.

Ил. 2, список лит. — 35 назв.

УДК 551.24

Интенсивность и экстенсивность вулканизма островных дуг как функция динамического режима субдукции и реологических свойств мантии. И.Г. Клушин, И.И. Абрамович. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Удовлетворительное описание реально наблюдаемых вариаций интенсивности и экстенсивности вулканизма в современных островных дугах дает геодинамическая модель, учитывающая относительную скорость сходящихся литосферных плит и баланс распределения вещества субдуцируемой плиты.

Табл. 1, список лит. — 11 назв.

УДК 551.24

Окраинно-материковые вулканические пояса: геодинамические обстановки и режим развития. М.Г. Ломизе. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Международ. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Окраинно-материковые пояса известково-щелочного вулканизма являются характерным и длительно развивающимся элементом активной континентальной окраины. Эталоном для них служат современные Анды, понятие о "континентальной окраине андийского типа" и ее вулканизме широко используется при палеорекострукциях. Предлагается различать три этапа развития андийской окраины и соответствующие им три типа вулканических поясов: раннеандийский, позднеандийский и неоандийский. Они охарактеризованы на материале южной половины Центральных Анд (18—40° ю.ш.), где им соответствуют вулкано-плутонические комплексы: верхнего триаса — юры; мела — миоцена; плиоцена — четвертичного.

Табл. 1, ил. 3, список лит. — 14 назв.

УДК 551.24

Эволюция континентальных окраин области сочленения Палеотетиса и Палеоцифика. Ю.Г. Гатинский. — В кн.: Геофизика. Геология и катаст-

рофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Режимы развития континентальных окраин области, лежащей на стыке Палеотетиса и Палеоокеана, определялись в палеозое и начале мезозоя взаимодействием относительно небольших микроплит на фоне влияния глобальной активности со стороны крупных океанических литосферных плит, что вызывало синхронность проявления главных тектоно-магматических событий на окраинах различных континентальных блоков. В этом можно видеть черты определенного сходства с развитием современных областей сочленения Индийского и Тихого океанов в Юго-Восточной Азии, Атлантического и Тихого океанов в Карибском бассейне.

Ил. 1, список лит. — 26 назв.

УДК 551.24

Геология позднемезозойской континентальной окраины Восточной Азии. Е.Н. Меланхолина. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

В результате сравнительного анализа выявлено сходство позднемезозойских и современных зон, пограничных с Тихим океаном, по их тектоническому положению, структуре, характеру магматизма и осадконакоплению, строению земной коры и направленности ее развития. Основное содержание тектонических процессов на меловой континентальной окраине, как и на современной, состояло в формировании континентальной коры в результате тектонического сгущивания и интенсивного влканизма.

Ил. 3, список лит. — 44 назв.

УДК 551.24

Разломы земной коры континентальной окраины северо-западной части Тихого океана. Б.В. Ермаков. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. (Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол.).

Выделены по геолого-геофизическим данным разнопорядковые разломы в земной коре северо-западной активной окраины Тихого океана. По отношению к тектоническим структурам разломы подразделяются на краевые или граничные, внутрискрустные, сквозные или сквозьструктурные. Принадлежность конкретного разлома к той или иной группе могла изменяться во времени. Среди разломов выделяемых групп сквозные разломы отличаются наиболее длительным развитием, максимальной глубиной проникновения и простотой морфокинематической характеристики.

Список лит. — 19 назв.

ГЕОФИЗИКА. ГЕОЛОГИЯ И КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ. ГЕОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Утверждено к печати Национальным комитетом геологов СССР

Редактор Т.С. Баринаева. Художественный редактор Т.П. Поленова
Технический редактор Н.М. Петракова. Корректор В.Н. Пчелкина

ИБ № 17099

Подписано к печати 31.03.80, Т-03993. Формат 60×90 1/16
Бумага офс. № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,0 + 1,3 вкл.
Уч.-изд. л. 15,8. Тираж 900 экз. Тип. зак. 973. Цена 2 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 40 к.

3273