

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1967

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

№ 1, 1967 г.

СОДЕРЖАНИЕ

В. В. Белоусов. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов	3
Ю. М. Пушаровский, Р. А. Афремова. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе	15
Я. А. Драновский. Современные геосинклинали Тихоокеанского бассейна	40
М. С. Марков, И. А. Соловьева, В. Д. Чехович. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры	57
М. Л. Сомин, А. А. Белов. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа	77
В. А. Невский. О внутреннем строении разломов	83
Ю. А. Зорин. О тектонике Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое	97

Краткие сообщения

В. И. Богданов, Ю. Д. Ходотов. Некоторые закономерности глыбовой структуры Балтийского кристаллического щита	109
Т. И. Кушнарева. Особенности геологического развития Печорской впадины в девоне	111
В. Г. Белоконов. Взаимосвязь осадконакоплений со складчатыми структурами Донецкого бассейна	117
В. Ю. Забродин. Трещиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагды, Дальний Восток)	126
И. Г. Щерба. Сдвиги в горах Музбель (Центральный Казахстан)	129

Хроника

По поводу создания тектонических карт океанических пространств	132
--	-----

GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

№ 1, 1967 r.

CONTENTS

V. V. Belousov. Some problems of the oceanic. Earth's crust and upper mantle evolution	3
Ju. M. Pushcharovskiy, R. A. Afremova. On the structural position of young volcanic zones within the circum — Pacific tectonic belt	15
Ja. A. Dranovskiy. Recent geosynclines of the Pacific Basin	40
M. S. Markov, I. A. Solovyova and V. D. Chekhovich. The island arcs and the formation of the granitic layer in the Earth's crust	57
M. L. Somin, A. A. Belov. On the tectonic history of the southern side of the Greater Caucasus	77
V. A. Nevskiy. On internal structure of faults where they are partly opened or close-fitted	83
Ju. A. Zorin. On the tectonics of Eastern and Central Transbaikal in Late Mesozoic	97

Short communications

V. I. Bogdanov & Ju. D. Khodotov. Some patterns of the block structure of the Baltic crystalline shield	109
T. I. Kushnareva. Aspects of the Devonian geologic history of the Pechorian basin	111
V. G. Belokon'. Relationship between the deposition and folded structures of the Donetsk Basin	117
V. Ju. Zabrodin. Jointing and cleavage within the Lanian fault zone (The Djagdy range, the Far East)	126
I. G. Shcherba. Shifts in the Muzbel mountains (Central Kazakhstan)	129

Cronicle

On the compilation of tectonic maps of organic areas	132.
--	------

УДК 551.24

В. В. БЕЛОУСОВ

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОКЕАНОВ**

Известно, что средний тепловой поток сквозь дно океана и сквозь поверхность материков одинаков, тогда как, исходя из различий в составе и толщине земной коры под океанами и материками, следовало бы ожидать, что в первом случае тепловой поток будет значительно меньше, чем во втором.

Отсюда неизбежен вывод, что приблизительно одинаковое количество радиоактивного вещества распределено под океанами в пределах слоя большей толщины, чем под материками, где оно преимущественно сосредоточено в коре (MacDonald, 1963; Bullard, 1964). Такое представление согласуется с указаниями на несколько меньшую плотность верхней мантии океанов в сравнении с верхней мантией материков (Гурарий, Соловьева, 1964; Birch, 1965). Отсюда казалось бы весьма логично предполагать, что тектоносфера¹ океанов испытала меньшую степень дифференциации, чем тектоносфера материков и что общая эволюция тектоносферы Земли состоит в постепенном увеличении площади материковой коры за счет океанической в результате неравномерно прогрессирующей дифференциации верхней мантии. Эта точка зрения пользуется широким признанием. Она подкрепляется обычно ссылками на то, что наиболее древние породы на материках обнаруживаются в центральных районах, тогда как в периферии материков появляются все более молодые породы (см., например, Джекобс и др., 1964).

Однако нетрудно убедиться в том, что эта последняя аргументация не безупречна. Она удовлетворительна для Северной Америки, где действительно, можно установить обростание (хотя и не очень равномерное) древнейшего Канадского кристаллического щита все более молодыми геологическими комплексами. Однако, если окинуть внимательным взором все материки, то мы увидим, что правилом является не смена древних структур центральных областей материков все более молодыми по направлению к океану, а срезание краем последнего материковых структур самого разного возраста.

Установлено, что типичная материковая или субматериковая (т. е. материкового строения, но уменьшенной мощности) кора сменяется типичной океанической корой в интервале морских глубин от 2000 до 3000 м. С другой стороны, материковые геологические структуры (например, складчатые зоны разного возраста) неразрывно связаны с материалом материковой земной коры и не могут мыслиться вне осадочных, метаморфических и гранитоидных пород, характерных для материковой коры. Следовательно, если какие-либо геологические структуры так расположены на окраине материка, что становится очевидным их продолжение в область глубин 2000—3000 м или больше, то перед нами возникает противоречие между структурами материкового типа и океанической корой.

Например, форма Гвианского и Бразильского кристаллических массивов такова, что они, несомненно, должны были распространяться в

¹ Понятием «тектоносфера» автор объединяет земную кору и верхнюю мантию.

пределы, соответственно, Гвианской и Бразильской глубоководных котловин Атлантического океана. Складчатая зона герцинского возраста, расположенная к югу от Буэнос-Айроса, по простиранию направляется прямо в глубоководную Аргентинскую котловину. Каледонская складчатая зона Северных Аппалачей по простиранию, несомненно, была связана с аналогичной складчатой зоной Гренландии. Но это могло осуществиться только через Лабрадорскую котловину с глубинами более 3000 м. Западно-Европейской и Иберийской котловинами Атлантического океана срезаются по простиранию каледонская и герцинская складчатые зоны Западной Европы. Почти на всем протяжении Атлантической и Индоокеанской окраин Экваториальной и Южной Африки простирания докембрийских толщ разного возраста подходят непосредственно к берегу или к узким молодым прибрежным равнинам под столь крутыми углами, что срезание этих структур прилегающими глубоководными океаническими котловинами не подлежит сомнению. А если к этому прибавить срезание глубинами Индийского океана герцинской складчатой зоны Южной Африки и усечение с востока структуры Мадагаскара, весь Африканский материк предстанет перед нами в виде гигантского структурного обрубка. Такими же обрубками являются Индостан и Западная Австралия. В этих случаях нет никаких оснований говорить о разрастании материка от центра к периферии. Совершенно очевидно, что структуры, наблюдаемые в пределах указанных материков, распространялись ранее в разных направлениях далеко за современные пределы суши.

Аналогичные условия в значительно меньшей степени проявляются на перифериях Тихого океана, так как он окружен кольцом молодых складчатых зон, расположенных, в общем, параллельно очертаниям океана. Однако все же и здесь может быть отмечено срезание материковых или островных структур глубоководными впадинами самого океана или примыкающих к нему окраинных морей.

Срезание несомненно на юге о-ва Хоккайдо и на северо-востоке о-ва Хонсю, а также на всем протяжении Японских о-вов со стороны Японского моря, большие глубины которого срезают структуры Сихотэ-Алиня и Северной Кореи. Большое количество срезов островных структур глубокими морскими бассейнами можно найти на Филиппинах, в Индонезийском архипелаге и на Новой Гвинее. Глубокое Тасманово море срезает герцинскую и каледонскую складчатые зоны Австралии. В Чили палеозойские породы выходят из-под мезозоя обрывками вдоль берега океана и явно этими берегами срезаны. Точно так же на всем протяжении Калифорнии берегом срезаются простирания смятых в складки пород Берегового хребта.

Многие полагают, что явление срезания материковых структур границами глубоководных морских котловин случает удовлетворительное объяснение в свете гипотезы горизонтальных перемещений материков. Но это объяснение легко опровергнуть. Для этого вполне достаточно снова сослаться на равенство средних величин тепловых потоков на материках и в океанах. Очевидно, что такое равенство было бы невозможно, если бы материки перемещались, так как вместе с ними перемещалась бы и основная масса радиоактивных источников тепла (MacDonald, 1963). Хотя этого вполне достаточно, я напому еще один аргумент против гипотезы дрефта (Белоусов, 1962, 1963₁, 1964).

Различия в строении верхней мантии под материками и океанами, а также своеобразные особенности ее строения под более частными тектоническими зонами (кристаллическими щитами, островными дугами, зонами интенсивного современного поднятия); наличие глубокофокусных землетрясений, связанных с определенными тектоническими зонами коры; чрезвычайная длительность, измеряемая сотнями миллионов лет, устойчивого положения на поверхности Земли областей поднятий и

прогибаний (например, антеклиз и синеклиз на платформах), причины движений которых, как показывают размеры движущихся площадей, лежат много глубже земной коры,— все эти явления убеждают в том, что земная кора неразрывно связана с верхней мантией, что одни и те же участки первой длительно находятся над одними и теми же участками второй и что, следовательно, если происходят горизонтальные движения, то они должны охватывать одновременно всю тектоносферу, т. е. кору и верхнюю мантию совместно. Это означает, что в перемещение должен вовлекаться слой пород мощностью почти 1000 км. Источник движения должен находиться глубже— в нижней мантии. При этом он должен действовать на верхнюю мантию таким образом, чтобы при горизонтальном перемещении последней внутренняя структура ее и распределение локальных движений внутри нее не были нарушены, так как иначе была бы нарушена устойчивость в расположении зон поднятия и прогибания земной коры. Как это механически возможно? Что происходит там, откуда тектоносфера движется и там, куда она движется? Этими соображениями, как мне кажется, всякая возможность горизонтальных перемещений материков полностью ликвидируется.

Ссылка на параллельность очертаний некоторых материков как на аргумент в пользу гипотезы дрефта парируется любопытным анализом, выполненным Е. Н. Люстихом (1965). Он показал, что можно найти много контуров материков одинаковых по форме, но заведомо никогда не соприкасавшихся, как например, противоположные берега одного и того же материка. Следовательно, параллельность и сходство очертаний материков говорят лишь в пользу того, что при выработке контуров материков повсеместно действовали единые закономерности, но эти особенности очертаний материков никак не могут считаться доказательством их бывшего примыкания друг к другу.

Палеоклиматические и палеонтологические аргументы, приводимые в пользу гипотезы дрефта, также могут быть опровергнуты (Шейнманн, 1963; Леонов, 1964; Axelrod, 1963). Неоднозначное отношение к себе вызывают и палеомагнитные данные, приводимые с той же целью (Нагата, 1965; Телье, 1964; Шейнманн, 1963₂).

Гипотеза расширяющейся Земли, подобно гипотезе дрефта, вступает в категорическое противоречие с равенством тепловых потоков на материках и в океанах. Кроме того, против этой гипотезы возникает и иное возражение: поскольку Земля после расширения сохранила шарообразную форму,— следовательно, расширение было симметричным; как же в этих условиях получилось, что расстояния между материками различны? Я не касаюсь здесь физических причин и механизма процесса расширения Земли и того, что это расширение влечет за собой в отношении силы тяжести на поверхности Земли в прошлые геологические периоды. Из всех этих противоречий существует, по-видимому, лишь один выход: допущение процесса превращения материковой коры в океаническую там, где материковые структуры срезаются океаном.

Если процесс преобразования материковой коры в океаническую действительно имеет место, то вполне логично допустить, что в ряде случаев мы можем захватить нашими наблюдениями ту или иную промежуточную стадию этого преобразования. Промежуточная стадия может выразиться либо в общем уменьшении мощности материковой коры при сохранении основных особенностей ее строения (субконтинентальная кора), либо в появлении так называемой субокеанической коры, т. е. океанической коры с мощным слоем покрывающих ее рыхлых осадков, либо в образовании на участке между корой и мантией смешанного слоя с сейсмическими скоростями, большими, чем обычные скорости «базальтового» слоя коры, но меньшими, чем граничные скорости мантии. Все такие промежуточные случаи представляют, очевидно, для будущих выводов не меньшую ценность, чем случаи полной замены ма-

териковой коры океанической. В то же время большинство из них в силу того окружения, в котором они происходят, исключают какие-либо окольные объяснения и вынуждают признать, что мы имеем дело с преобразованием коры на месте.

Одна общая оговорка, однако, необходима. Мы будем основывать наши заключения на принципе актуализма. Конкретно это значит, что, поскольку в настоящее время крупные участки суши имеют материковую кору, мы принимаем за доказанное, что и в прежние геологические периоды (по крайней мере в те, которые доступны изучению) было так же. Далее, поскольку для современной эпохи характерна общая изостатическая уравновешенность коры, то предполагается, что уравновешенность характеризовала земную поверхность и в прежние геологические периоды. Если все это не так, если в былые времена могли длительно существовать материка с тонкой базальтовой корой, поднятые вопреки силам изостазии, то наши будущие заключения становятся беспочвенными. Но я боюсь, что одновременно будет потерян методологический фундамент всей исторической геологии.

Самым простым проявлением эволюции материковой коры в ту сторону, где в конце пути находится океаническая кора, можно считать уменьшение толщины коры от молодых складчатых зон ко все более древним и к платформе. И. П. Косминская (1958) на основании данных глубинного сейсмического зондирования показала, что корни гор под складчатыми зонами палеозойского возраста меньше, чем под складчатыми зонами кайнозойского возраста. Под древними платформами толщина коры еще меньше. Но на месте древних платформ когда-то были молодые горы. Палеозойские горы тоже в свое время были столь же молоды, как кайнозойские для нашего времени. Уменьшение корней гор несомненно связано с понижением поверхностного рельефа. Но поверхностная эрозия была бы недостаточной, чтобы уменьшить размеры корней на 20 км и больше, т. е. в той мере, в какой толщина коры платформ отличается от толщины корней молодых гор. Следовательно, необходимо предположить наличие некоего глубинного процесса, ведущего к уменьшению толщины коры с течением времени.

Дж. Гиллули (1957) пришел к выводу об уменьшении толщины коры на Атлантическом шельфе Северной Америки при образовании в нем прогибов. Он говорит о «подкорковой эрозии», связывая ее с возможными течениями в мантии, направленными от океана под континент. Это соображение может быть обобщено. История осадконакопления на Атлантическом шельфе показывает, что область шельфа в течение мезозоя и кайнозоя почти непрерывно погружалась, одновременно наклоняясь в сторону океана. Изостатическое равновесие требует, чтобы в процессе опускания и накопления осадков ранее сформировавшиеся глубокие, «консолидированные», слои коры уменьшали свою мощность. Очень ярко аналогичный процесс проявился в глубоком Прикаспийском прогибе на юго-востоке Русской платформы, где в центре депрессии, под толщей палеозойских и мезозойских мелководных отложений, мощность которых достигает 15 км, наблюдается значительное уменьшение мощности «гранитного» слоя (до 8 км против 20 км на периферии депрессии). Одновременно увеличивается мощность «базальтового» слоя (Панкратов, Сувилова, Фирсова, 1964). Нет никаких оснований полагать, что в то время, когда Прикаспийская депрессия только начинала прогибаться, кора в этой области не имела гранитного слоя нормальной мощности.

Нечто аналогичное произошло в Мексиканском заливе и Карибском море. В Мексиканском заливе в осадочной толще, на глубине 8 км под уровнем моря сейсмическая разведка обнаружила структурные формы, которые были определены как соляные купола, подобные развитым на северном побережье залива. Осадки общей мощностью до 14 км зале-

гают прямо на «базальтовом» слое. Вся ситуация допускает выбор лишь между двумя решениями: либо образование соленосных осадков происходило, как обычно, в мелководных условиях, и кора первоначально имела материковое строение, которое потом изменилось на субокеаническое, либо образование соли происходило на дне бассейна глубиной 5 км. Авторы статьи, которой я пользуюсь (Ewing, Worzel, Ewing, 1962), считают первое решение невероятным и предпочитают второе. Я считаю, что все то, что известно о физико-химических условиях соле-накопления, категорически исключает это второе решение.

В Карибском море там, где сейчас обнаруживается океаническая кора с мощными осадками на ней, т. е. кора субокеанического типа (Ewing, Officer et al., 1957; Ewing, Ewing, 1959; Ewing, Antoine, Ewing, 1960), палеогеографические реконструкции указывают на существование суши вплоть до конца мезозоя (Ирдли, 1954; Butterlin, 1956). К сожалению, до сих пор сведения о строении коры в Средиземном море весьма ограничены (Ewing, Ewing, 1959). Но едва ли есть возможность сомневаться в том, что в пределах глубин более 2000 м кора в этом море принадлежит к тому же субокеаническому типу (океаническая кора с мощными осадками на ней). Между тем неоспоримые палеогеографические данные указывают на то, что вплоть до олигоцена имел место принос обломочного (в том числе гранитного) материала со стороны областей, находящихся сейчас под водами Балеарского и Тирренского морей, в сторону современных окружающих горных областей — Альп, Аппенин, Атласа (Кюнен, 1964; Bourcart, Glangeaud, 1954; Behrman, 1958; Guilcher, 1963). В то время география этих районов была обратной современной: поднятия были там, где сейчас море, и опускания там, где сейчас горы.

Были обнаружены явные признаки того, что неогеновое опускание Ломбардской депрессии в районе Ивреа было связано с появлением в нижней части земной коры слоя с повышенными (7,2—7,4 км/сек) сейсмическими скоростями на смену обычному «базальтовому» слою со скоростями 6,1—6,7 км/сек. (Белоусов, 1963₂, 1964).

В Черном море было обнаружено постепенное выклинивание гранитного слоя коры от периферии к центру (Непрочнов, 1959; Балавадзе, Миндели, 1964; Удинцев, Непрочнов, Ковылин, 1965). Складчатые структуры Крыма и Большого Кавказа, а также Анатолии срезаны современным берегом и должны были продолжаться в свое время по крайней мере туда, где сейчас гранитный слой значительно уменьшен в мощности.

Обращаясь к периферии Тихого океана, следует прежде всего указать на Охотское и Японское моря, которые, судя по неоспоримым, палеогеографическим данным, вплоть до самого недавнего геологического времени были заняты сушей (Горячев, 1960; Белоусов, Рудич, 1960; Петрушевский, 1964). Опускание Охотского моря произошло в конце неогена. В соответствии с новейшим палеогеографическим атласом Японии, суша, находившаяся на месте Японского моря, стала опускаться только с миоцена (Minato, 1965). На большей части Охотского моря кора имеет континентальное строение, но заметно уменьшенной мощности. В южной, наиболее глубокой, части моря кора является субокеанической (Строение земной коры, 1964). Субокеаническое строение имеет кора и в Японском море (Ковылин, Непрочнов, 1965).

Можно не сомневаться в том, что внимательный палеогеографический анализ территории, занятой Филиппинскими о-вами и частью Индонезийского архипелага к востоку от Борнео, выявил бы большое число аналогичных случаев, когда участки суши, бесспорно, должны были существовать в недавнее геологическое время там, где сейчас морские глубины достигают трех, четырех и даже пяти километров и где кора заведомо имеет океаническое строение. Аргументы в пользу молодого возраста впадин Южно-Китайского, Корралового и Индонезийских

внутренних морей приведены П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахварстовой (1965) и Ю. М. Пушаровским (1965).

Нельзя не упомянуть, в связи с рассматриваемой проблемой, общего углубления больших площадей Тихого океана, которое устанавливается по расположению гийотов (см. Menard, 1964). Сейчас стало очевидным, что речь должна идти именно об опускании больших площадей тихоокеанского дна в целом, а не отдельных подводных гор под влиянием их собственной тяжести. Менард на основании изучения уровней гийотов высказал предположение о былом существовании в центральной части Тихого океана поднятия (названного Дарвиновским), начавшего распадаться и погружаться с мелового периода. За это время опускание дна достигло амплитуды 2,5 км. Это явление углубления океана представляет тот интерес, что, в силу закона изостазии, оно должно было сопровождаться уменьшением мощности земной коры.

Последнее обстоятельство, которое здесь следует отметить, заключается в том, что до сих пор нигде в океанах не было обнаружено пород древнее меловой системы (см. Menard, 1964; Riedel, Funnel, 1964).

Подводя итоги всему сказанному, мы неизбежно должны прийти к выводу, что в природе существуют процессы, приводящие к уменьшению толщины материковой коры, к уничтожению в ней гранитного слоя и к преобразованию ее в кору океаническую.

Если мы оглянемся на недалекую историю нашей науки, то обнаружим, что еще тридцать лет назад в мысли о возможности возникновения океана на месте материка не видели ничего ни революционного, ни фантастического (Архангельский, 1941; Gregory, 1930). Наше поколение хорошо помнит, как был описан распад Гондваны в учебниках того времени. Данная идея стала казаться сомнительной после обнаружения геофизиками различий в строении материковой и океанической коры. Но геологические аргументы в пользу той же идеи продолжали существовать (Белоусов, 1955, 1960; Муратов, 1957; Шейнманн, 1960; Петрушевский, 1964; Lees, 1954 и др.). Попытки примирить их с геофизическими данными с помощью гипотезы дрефта или гипотезы расширяющейся Земли, по приведенным выше соображениям, следует признать неудавшимися.

В результате неизбежен вывод, что мы снова оказываемся наедине с механизмом базификации и, в конце концов, океанизации материковой коры. И если мы не хотим оказаться в положении людей, уклоняющихся от прямого ответа на «проклятые вопросы», нам придется решать вопрос о том, как базификация коры может происходить.

Недавно Г. Рамберг (Ramberg, 1964) предположил, что гранитный слой может постепенно уничтожаться на некоторой площади в результате излияния поверх этого слоя базальта, который, застывая, становится тяжелее пород гранитного слоя и, погружаясь в него, оттесняет его материал в стороны. В. В. Жданов (1965) обнаружил такой механизм в действии на Кольском п-ове, где на весьма ограниченной площади гранитный слой, действительно, оказался выдавленным в стороны под тяжестью основных излияний.

Но, вполне вероятный в малом масштабе, этот механизм непригоден для объяснения удаления гранитного слоя с площадей океанических размеров. Во-первых, нет таких скоплений гранитного материала вокруг океанов. Их вовсе нет вокруг океанов с атлантическими берегами, но они слишком малы и вокруг Тихого океана, если считать, что утолщение коры под окружающими складчатыми зонами связано с притоком гранитного материала с территории Тихого океана. Во-вторых, этот механизм, подобно гипотезе дрефта, встречает непреодолимое препятствие в равенстве тепловых потоков на материках и океанах: вместе с оттоком гранитного слоя должна покинуть территорию океана и основная масса радиоактивных источников тепла.

Была высказана также идея о возможности оливинизации пород материковой коры под влиянием основного метасоматоза (Тихомиров, 1958; Москалева, 1965). Такой метасоматоз до сих пор наблюдался в малых масштабах, не выходящих за пределы контактовых зон отдельных интрузий. По-видимому, не будет слишком смелым предположение, что в глубоких слоях коры этот процесс может идти в гораздо большем масштабе (Лебедев, 1964). Трудность состоит не в принципиальной невозможности основного метасоматоза, превращающего различные породы в ультраосновные, а в судьбе того лишнего кислого материала, который должен при этом выделяться из земной коры. Общее его количество на два порядка превышает объем всех океанических осадков. Условием, которое должно быть соблюдено, является не выделение лишнего материала наружу, а поглощение его верхней мантией. Только такое поглощение может обеспечить распространение радиоактивных элементов под океанами на большую глубину, чем под материками, и меньшую плотность океанической верхней мантии по сравнению с материковой.

Пять лет назад я пролетал на самолете из Новой Гвиней на Филиппины и затем с Филиппин на Борнео. Я был поражен количеством видимых сверху кальдер в разных стадиях затопления их морем. Особенно эффектны полузатопленные кальдеры, расположенные у краев крупных островов Филиппинского архипелага. Поскольку эти острова представляют собой остатки расколотой и в значительной степени погружившейся крупной суши, складывалось впечатление, что этот процесс разрушения суши как-то связан с кальдерообразованием. На эту мысль наводила и расположенная неподалеку от Манилы кальдера Тааль. Она явно находится в состоянии опускания и осталось совсем немного, чтобы отделяющая ее от моря низкая полоса суши погрузилась и кальдера превратилась в морской залив.

К сожалению, процесс кальдерообразования изучен весьма недостаточно. Вулканические кальдеры представляют собой объект, достойный самого детального изучения — геологического, геофизического и геохимического. Они могут дать ключ к пониманию ряда глубинных процессов.

Изучение связанных с кайнозойским вулканизмом кальдер Шотландии, расположенных на краю Атлантического океана, привело к представлению о глубинном механизме, который может нам пригодиться (Richey, 1948). Предполагается, что основная и ультраосновная магма, проникающая в кору по трещинам, сначала по вертикальным, а потом по горизонтальным, полностью отчленяет некоторые блоки от остальной коры и после застывания своей тяжестью увлекает эти блоки вглубь. Если мы представим себе этот механизм в интенсивном действии на обширной площади, не получим ли мы возможность объяснить «растворение» материковой коры и поглощение ее материала верхней мантией на глубину, достаточную для обеспечения наблюдаемого теплового потока? Кстати, промежуточные (7,4 км/сек) сейсмические скорости в верхних слоях мантии под срединно-океаническими хребтами уже объясняются некоторыми исследователями смешением материала мантии и коры (Heezen, Tharp, Ewing, 1959). Но слой смешения толще коры: его подошва опускается на двадцать километров глубже подошвы нормальной коры. Следовательно, и это объяснение допускает погружение обломков коры в верхнюю мантию.

Условием действия этого механизма является интенсивная активизация основного и ультраосновного материала в верхней мантии. Известно, что кровля волновода верхней мантии в океанах ближе подходит к поверхности, чем на материках. Ее глубина под океанами около 50 км, тогда как под материками — не менее 100 км. Автор уже высказывал предположение, что волновод представляет собой зону выплавления

жидкого базальта из перидотитового субстрата верхней мантии (Белюсов, 1966). Аналогичной точки зрения придерживается Д. Шимозуру (Shimozuru, 1963). Близость волновода к поверхности под океанами указывает на большой температурный градиент и наличие непосредственно под корой больших запасов жидкого базальта, могущего объединяться в крупные массы и выливаться на поверхность или внедряться в кору.

Больше того, высокий геотермический градиент приводит к тому, что на глубине, вероятно не превышающей 200 км, можно ожидать полного плавления ультраосновного материала верхней мантии, который также может в большом количестве поступать по разломам в кору и на ее поверхность. Таким образом, условия, способствующие активизации материала верхней мантии, в океанах имеются.

Какую картину развития океанических бассейнов мы можем нарисовать, если примем изложенную точку зрения?

В течение большей части геологического времени развитие тектоносферы Земли шло в сторону дифференциации ее вещества. В процессе медленного разогревания земного шара внутренними радиоактивными источниками тепла из верхней мантии выплавлялся базальт, а в результате дальнейшей дифференциации обособлялся и кислый материал. Так образовывалась материковая земная кора. Процесс ее формирования теснейшим образом был связан с развитием геосинклиналей, так как именно в геосинклиналях идет образование толстой коры в результате приноса материала снизу, из мантии, и вместе с тем растет «гранитный» слой, как следствие метаморфизма и гранитизации. Когда на заре геологической истории, в архее, геосинклинальные условия были распространены практически повсеместно, так же широко был распространен процесс формирования материковой коры. Позже он сосредоточивался в становившихся все более узкими геосинклинальных зонах. Но, вероятно, уже в архее земной шар был весь более или менее равномерно покрыт материковой корой, которая в дальнейшем лишь увеличивалась в мощности.

Такое состояние продолжалось до конца палеозоя. В течение всего этого времени на поверхности Земли не было океанов в современном их облике. На материковой коре существовали лишь эпиконтинентальные морские бассейны, объединявшиеся в своеобразный мелководный океан.

Перелом наступил в конце палеозоя — начале мезозоя. В это время в некоторых местах начался обратный процесс гомогенизации. Он был вызван тем, что в процессе дальнейшего радиоактивного разогревания некоторые области верхней мантии оказались нагретыми до полного плавления их ультраосновного материала. Основной и ультраосновной расплавленный материал выливался на поверхность коры и внедрялся в нее по возникшим многочисленным трещинам, расчлняя ее на глыбы и увлекая последние, после застывания, своей тяжестью в глубь мантии. Начался процесс перемешивания, дезинтеграции и растворения обломков коры и гомогенизации тектоносферы в слое, достигавшем толщины нескольких сотен километров.

При поглощении материала материковой коры верхней мантией объем твердой фазы материала коры под влиянием нагревания и давления уменьшался, а плотность его увеличивалась вследствие выделения воды и других летучих компонентов и образования минералов с более плотной структурой. С одной стороны, это способствовало погружению обломков коры, с другой, — вызывало понижение поверхности твердой Земли с одновременным заполнением образующихся впадин водой, выделяющейся как из поглощенных пород коры, так и из пород верхней мантии.

В конечном счете, при крайнем развитии описываемых процессов континентальная кора подвергается полному разрушению, а на ее месте формируется кора, состоящая из слоя воды сверху и из изливших-

ся и внедрившихся в более ранние излияния основных и ультраосновных пород внизу. Второй слой океанической коры сложен, вероятно, потоками излившегося базальта, чередующимися с осадками, а третий слой — основными интрузиями, а также ультраосновными эффузиями и интрузиями. Слой рыхлых осадков формировался после того, как океанизация в основном произошла.

Мы говорим о конце палеозоя или начале мезозоя как о времени начала процесса гомогенизации, поскольку именно с этого времени появляются признаки значительных опусканий на месте современных океанов. Первым таким признаком является нарушение сухопутных связей в пределах Гондваны. Но многие океанические бассейны образовывались позже. Известны признаки значительного опускания бассейна Тихого океана после верхнего мела. Окраинные моря Тихого океана много моложе — они формировались начиная с неогена.

Процесс гомогенизации тектоносферы и образования в результате этого океанов идет неравномерно. Он начинается в одних местах и постепенно распространяется на другие, тогда как рядом сохраняются области, где все еще продолжается процесс нарастания материковой коры. Зоной драматического столкновения этих двух противоположных тенденций является периферия Тихого океана, где, с одной стороны, в молодых геосинклиналях идет нарастание материковой коры, а с другой — процесс океанизации наступает на материк, трансформируя отдельные куски материковой коры в океаническую кору. Причина того, что процесс гомогенизации начинается в одних местах раньше, чем в других, лежит, видимо, в общей неравномерности развития земного шара, выражающейся в асимметрии строения и истории его поверхности.

Наша схема согласуется с наблюдаемой связью между опусканиями земной коры и излияниями больших объемов основных магм. Менард (Menard, 1965) привлекает внимание к связи излияний палеогеновых и неогеновых базальтов Северо-Атлантической провинции Туле с опусканием этой территории. Аналогичные связи устанавливались и раньше (Архангельский, 1941). Интенсивное растрескивание земной коры во многих районах по периферии материков, как например, в Шотландии, Гренландии, Восточном Китае, Калифорнии, может рассматриваться как предвестник будущего распространения океанизации.

Промежуточной стадией на пути к образованию океанической коры должно быть появление на границе мантии и коры смешанного слоя с промежуточными сейсмическими скоростями. Такие промежуточные скорости отмечены вообще под окраинами материков (Heezen, Laugh-ton, 1963). Они известны под Карибским морем (Officer, Ewing et al., 1957; Ewing, Officer et al., 1957). Большие площади распространения промежуточных скоростей обнаружены под осевыми зонами срединно-океанических хребтов (Le Pichon et al., 1965; Talwani et al., 1965). Все эти области мы рассматриваем как находящиеся в промежуточной стадии базификации; остатки дезинтегрированной материковой коры в них еще не растворены в значительной толще материала верхней мантии и пока еще образуют концентрированную смесь с последним в кровле мантии. Такое же состояние характерно для всей Северной Атлантики к северу от широты Лабрадора и Ирландии, где слой с промежуточными скоростями распространяется на всю ширину океана (Ewing J. I., Ewing M., 1959). То, что здесь промежуточное строение коры означает запаздывание в процессе опускания и океанизации, хорошо подтверждается геологической историей этой области, не оставляющей сомнения в большой молодости этой части океанической впадины. Ю. М. Шейнманн (1964) нашел подтверждение той же точки зрения, изучая состав базальтов Исландии и окружающих районов. Глубоководные же котловины, окаймляющие Средне-Атлантический хребет, следует рассматривать как области, уже завершившие океанизацию, где установилось

временное равновесие между мантией и корой, определяемое температурным режимом недр. Равновесие это, однако, не окончательное, хотя бурная стадия вулканизма и перемешивания, возможно, прошла; океаны продолжают медленно прогибаться, что видно из истории гийотов и коралловых островов. Продолжается вовлечение в процесс океанизации все новых областей по периферии океанов. За последнее геологическое время этот процесс особенно активен был на севере Атлантики и в окраинных морях, окаймляющих Тихий океан с запада. В последнем случае, распространяясь к западу, океанизация оставила позади отдельные участки молодых складчатых зон в виде островных дуг первого типа, где океанизация сталкивается с продолжающимся процессом формирования материковой коры (Белоусов, Рудич, 1960). Что касается островных дуг второго типа, состоящих из цепочек молодых вулканов, извергающих андезитовую и андезит-базальтовую лаву, то, возможно, мы видим здесь результат «бегства» части материала бывшей материковой коры, пока этот материал еще не окончательно потерял свою индивидуальность внутри верхней мантии. Не исключена возможность, что наша концепция вообще позволит лучше понять происхождение колоссального по объему андезитового вулканизма, проявляющегося вокруг Тихого океана. Известно, что основное затруднение в этой проблеме связано с тем, чтобы найти глубинный, расположенный на глубине нескольких сот километров, источник андезитовой магмы.

Наша гипотеза представляет собой, в сущности, дальнейшую разработку предположений, высказанных А. Д. Архангельским двадцать пять лет назад (Архангельский, 1941) и повторенную потом Рамбергом (Ramberg, 1945). Я понимаю, что двадцать лет назад подобные соображения высказывать было много «безопаснее», чем сейчас. Мне все же кажется, что аргументы, положенные в основу изложенной здесь концепции, заслуживают внимательного к себе отношения.

Литература

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолиздат, М., 1941.
- Балавадзе Б. К., Миндели В. Ш. Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным. Сейсмические исследования, № 6. Результаты исследований по программам МГГ. Изд-во «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1955.
- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез. Сов. геология, № 7, 1960.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Современные проблемы геотектоники. Чтения им. В. И. Вернадского, V. Изд-во АН СССР, 1963.
- Белоусов В. В. О некоторых задачах изучения строения и развития земной коры и верхней мантии. Вестн. МГУ, Сер. IV. Геология, 2, 1963.
- Белоусов В. В. Некоторые общие проблемы строения и развития земного шара. В кн. «Межд. геол. конгресс, XXII сесс. Докл. сов. геологов. Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами. В кн. «Земная кора», Изд-во иностр. лит., 1957.
- Горячев А. В. О некоторых особенностях новейшей тектоники Курильской островной дуги. Сов. геология, № 10, 1960.
- Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. Физика и геология. Изд-во «Мир», 1964.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Некоторые данные о строении верхней мантии Земли и общая схема изостазии. В кн. «Межд. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. Изостазия», Изд-во «Наука», 1964.
- Жданов В. В. О двух типах земной коры без «гранитного» слоя на севере Балтийского щита. Сов. геол., № 5, 1965.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Ковылин В. М., Непрочнов Ю. В. Строение земной коры и осадочной толщи:

- в центральной части Японского моря по сейсмическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIII (4), 1958.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова Е. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 134, Изд-во «Наука», 1955.
- Кюнен Ф. Х. Возраст одного бассейна Средиземного моря. В кн. «Рельеф и геология дна океанов». Изд-во «Прогресс», 1964.
- Лебедев А. П. О явлениях базификации и их петрогенетическом значении. Магматические формации. Тр. 3-го Всес. петрографич. совещ., Изд-во «Наука», 1964.
- Леонов Г. П. Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов. В кн. «Межд. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов». Гондвана. Изд-во «Наука», 1964.
- Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Статьи 1 и 2. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X, вып. 1 и 2, 1965.
- Москалева С. В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксенитогаббровой формации Урала. Сов. геология, № 5, 1965.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., XXXII (5), 1957.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. Изд-во «Мир», 1965.
- Непрочнов Ю. В. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Панкратов А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума. В кн. «Вопросы сравнит. тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», 1964.
- Телье Е. О некоторых важнейших вопросах исследования палеомагнетизма. Сов. геология, № 4, 1964.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природы гранитов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1958.
- Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. В., Ковылин В. М. Мощности осадочного покрова и строение земной коры в морях и океанах по результатам сейсмоакустических исследований. Океанологические исследования, № 13. Результаты исследований по прогр. МГГ, Изд-во «Наука», 1965.
- Шейнманн Ю. М. О значении мобилизма для палеоклиматологии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., XXXVIII (3), 1963.
- Шейнманн Ю. М. О живучести мобилистических представлений и их объективном значении. Послесловие редактора к кн. «Проблема перемещения материков». Изд-во иностр. лит., 1963.
- Шейнманн Ю. М. Длительность перестройки континентальной коры в океаническую (на материале Сев. Атлантики). Изв. АН СССР, Сер. геол., № 1, 1964.
- Шейнманн Ю. М. Великие обновления в тектонической истории Земли. В кн. «Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18», Изд-во «Наука», 1960.
- Axelrod D. J. Fossil floras suggest stable, not drifting continents. J. Geophys. Res., v. 68, N 10, 1963.
- Behrmann R. B. Die geotektonische Entwicklung des Appennin-Systems. Geotektonische Forschungen, H. 12, 1958.
- Birch F. Speculations on the Earth's thermal history. Bull. Geol. Soc. Am., v. 76, N 2, 1965.
- Bourcart J., Glangeaud L. Morphotectonique de la merge continentale Nord-Africaine. Bull. Soc. Geol. France, 6 ser., t. IV, 1954, pp. 751—772.
- Bullard E. C. The flow of heat through the Earth. ICSU Review, N 6, 1964.
- Butterlin J. La constitution geologique et la structure des Antilles. Paris, 1956.
- Ewing J. I., Antoine J., Ewing M. Geophysical measurements in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res., v. 65, N 12, 1960.
- Ewing J. I., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, N 3, 1959.
- Ewing J. I., Officer C. B., Johnson H. R., Edwards R. S. Geophysical investigation in the Eastern Caribbean: Trinidad Shelf, Tobago Trough, Barbados Ridge, Atlantic Ocean. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, N 7, 1957.
- Ewing J. I., Worzel J. L., Ewing M. Sediments and oceanic structural history of the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res., v. 67, N 6, 1962.
- Gregory J. W. The geological history of the Pacific ocean. Quart. J. Geol. Soc., London, v. 86, 1930.
- Guilcher A. Continental shelf and slope (continental margin). The sea, v. 3, 1963.

- Heezen B. C., Laughton A. S. Abyssal plains. *The Sea*, v. 3, 1963.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The floors of the oceans. I. The North Atlantic. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 65, 1959.
- Lees G. M. The geological history of the oceans. *Deep Sea Res.*, v. 1, N 2, 1954.
- MacDonald G. J. F. The deep structure of continents. *Rev. Geophys.* v. 1, N 4, 1963.
- Menard H. W. *Marine Geology of the Pacific*. McGraw Hill, 1964.
- Menard H. W. Sea floor relief and mantle convection. *Phys. Chem. Earth*, v. 6, 1965.
- Minato M. (Chief Editor). *The geologic development of the Japanese Islands*. Tokyo, 1965.
- Officer C. B., Ewing J. I., Edwards R. S., Johnson H. R. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean-Venezuela Basin, Antilles Islands Arc and Puerto Rico Trench. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, N 3, 1957.
- Le Pichon X., R. E. Hontz, Ch. L. Drake and J. E. Nafe. Crustal structure of the Mid—Ocean Ridges. 1. Seismic refraction measurements. *J. Geophys. Res.*, v. 70, N 2, 1965.
- Ramberg H. The thermodynamics of the Earth's crust. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, N 25, 1945.
- Ramberg H. A model for the evolution of continents, oceans and orogens. *Tectonophysics*, N 2, 1964.
- Richey J. E. *Scotland: the Tertiary volcanic districts*, British Regional Geology. Edinburgh, 1948.
- Riedel W. R., Funnel B. M. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Ocean floor. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 120, pt. 3, 1964.
- Shimozuru D. On the possibility of the existence of the molten portion in the upper mantle of the Earth. *J. Phys. Earth*, v. 11, N 2, 1963.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the Mid—Ocean Ridges. 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, v. 70, N 2, 1965.

Институт Физики Земли
АН СССР

Статья поступила
10 июня 1966 г.

V. V. BELOUSSOV

SOME PROBLEMS OF THE OCEANIC EARTH'S CRUST AND UPPER MANTLE EVOLUTION

Continental structures are commonly truncated along ocean shores, particularly along those of the Atlantic and Indian oceans; and it shows that these structures once have extended into the area now occupied by the oceanic crust. Such truncation cannot be explained in terms of the drifting continents theory, this theory being contradicted with the facts that the heat flow under the continents is equal to that under the oceans and lifted and depressed areas of the Earth are existing on its surface for a long time and are stable. The hypothesis of the expanding Earth is also unacceptable.

It is necessary to assume the basification of the Earth's crust, a process of converting the continental crust into the oceanic one. Such basification may take place due to intrusions of great masses of ultrabasic magma into the continental crust. This magma becomes much more dense, after its crystallization, and carries large crustal blocks down into the mantle where they gradually dissolve.

The development of the tectonosphere is the result of the Planet's heating process. Being still weak the heating causes the basalt to be smelted from the upper mantle. Thus differentiation and continental crust formation take place. With stronger heating, the upper mantle's ultrabasic material becomes completely melted and intruded into the crust, which leads to the destruction of the latter. The homogeneity process within the tectonosphere is, therefore, in progress. Oceans are areas affected by such strong heating. Intermediate phases of homogeneity display themselves in the corresponding crust (the Caribbean Sea, Japanese Sea, Mediterranean Sea, etc.). The circum-Pacific outpouring of andesitic magma may be the result of melting of the continental crust's blocks sinking in the mantle.

The Institute Physics of the Earth.
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24+551.313 (265/266)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, Р. А. АФРЕМОВА

**О СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ ЗОН МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА
В ТИХООКЕАНСКОМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ****ВВЕДЕНИЕ**

Вопрос о тектонической позиции молодых вулканических зон в масштабе всего Тихоокеанского тектонического пояса в литературе еще не рассматривался. В то же время эта тема имеет очень существенное значение для дальнейшей разработки учения о тектонической диссимметрии нашей планеты, поскольку кольцо молодого вулканизма составляет важную черту в облике Тихоокеанского сегмента земной коры. В предлагаемой статье под молодым вулканизмом понимаются вулканические явления, происходившие в плиоценовое и четвертичное время, и современные. В Тихоокеанском поясе соответствующие процессы приобрели колоссальное развитие. Рядом исследователей эта эпоха вулканизма понимается как самостоятельная, обособленная от более древних вулканических эпох. Особенно ясно об этом писал в свое время Г. Штилле. Вряд ли можно сомневаться в справедливости такого мнения, однако стоило бы для большей его определенности проанализировать миоценовый вулканизм, имеющий также достаточно широкое распространение в обрамлении Тихого океана, что пока еще не сделано.

Существенно оговориться относительно границ, в пределах которых рассматриваются и сравниваются молодые вулканические зоны в данной статье. Ими являются границы Тихоокеанского тектонического пояса, под которым понимается комплекс структурных образований земной коры, лежащих между ложем Тихого океана и древними платформами прилегающих к океану континентов¹. Характернейшей особенностью молодых вулканических зон Тихоокеанского пояса является их огромная протяженность при сравнительно небольшой ширине. Целостность таких зон обычно легко выявляется по их резкому обрыву на окончаниях и по очертаниям в плане. Всего в пределах Тихоокеанского тектонического пояса насчитывается примерно 35 выделенных таким образом вулканических зон. Частью они располагаются цепочкообразно, но иногда их сочетание может быть кулисным. В редких случаях вулканические зоны простираются под большим углом по отношению к генеральному простиранию того или иного участка Тихоокеанского пояса.

Для всего этого многообразия вулканических зон в нашем описании принята следующая систематика. Прежде всего среди них выделены две основные группы: I — вулканические зоны островных гряд, II — вулканические зоны материковых областей. Далее каждая из этих групп разделена на две подгруппы соответственно тому, какое положение они занимают относительно ложа океана. Таким образом, первая группа распадается на подгруппу 1 вулканических зон островных гряд, окружающих ложе океана, и подгруппу 2 вулканических зон островных гряд, от-

¹ Ограничениями ложа Тихого океана являются глубоководные океанические желоба.

даленных от ложа океана, а группа II — на подгруппу 1 вулканических зон приокеанических горных систем и подгруппу 2 вулканических зон материковых областей, отдаленных от океанического ложа.

Такая систематика представляется достаточно простой и пригодной для анализа вулканических зон с разных позиций, в том числе и для рассмотрения их структурного положения.

При подготовке статьи мы использовали значительное число опубликованных работ. Укажем только некоторые из них. Исследования общего характера: В. И. Влодавец (1966), Г. С. Горшков (1963, 1964), А. Н. Заварицкий (1944), П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965), Ю. А. Кузнецов (1964), Ф. Махачек (1961), Ю. М. Пушаровский (1965), А. Ритман (1964). Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), Г. Б. Удинцев (1964), Г. Хесс (1952), Ю. М. Шейнманн (1964, 1965), Г. Штилле (1964), F. Bullard, (1962), R. Decker (1963), W. Hobbs (1953), H. Menard (1964), F. Reed (1949), F. Vening Meinesz (1964), L. Weeks (1959), сборник «Проблемы вулканизма» (1964), сборник «Вулканические и вулканоплутонические формации» (1966).

Исследования по регионам: Алеутские о-ва и Аляска — Ю. М. Пушаровский (1963), R. Coats (1950, 1961 и др.), G. Shor (1965); Курильские о-ва, Камчатка, Корякское нагорье — П. Л. Безруков и др. (1958), В. И. Влодавец (1941), Г. С. Горшков (1958), Г. С. Горшков и С. И. Набоко (1962), А. В. Горячев (1965), Б. Х. Егизаров (1963), Б. Х. Егизаров и Г. А. Закржевский (1960), Е. К. Мархинин и др. (1962), С. И. Набоко (1963), В. И. Тихонов (1963), Э. Н. Эрлих (1965), том XXXI издания «Геология СССР» (1964); Сихотэ-Алинь — М. А. Ахметьев (1965), Е. Ф. Малеев (1963), М. А. Фаворская (1950); Япония, о-ва Рюкю и Тайвань — Biq Chingchang (1960). Н. Kuno (1952, 1959), J. Murai (1963), K. Yagi a. oth. (1963, монография: «Геология и минеральные ресурсы Японии» (1961) и «The geological development of the Japanese islands» (1965); Индокитай и юг Китая — монография «Основные тектоники Китая» (1962), В. Н. Павлинов (1958), Е. С. Постельников и др. (1964), Th. H. Klotz (1962), Индонезия и Филиппины — И. В. Архипов (1964), ван Беммелен (1957). В. А. Швольман (1964), E. Irving (1952), H. Kirk (1961). A. Rittmann (1953), J. Westerveld (1952, 1953); Меланезия и Новая Гвинея — Ю. М. Пушаровский и Р. А. Афремова (1965), J. Andrews (1957), Aubert de la Rüe (1956), C. Blot, R. Priam (1963), P. Coleman (1962), J. Grover (1955), J. Smith (1964); о-ва Тонга, Кермадек, Новая Зеландия — Б. Вуд и др. (1963), Р. Рэйтт и др. (1957), D. Gregg (1964), J. Healy (1962, 1964), W. Oliver (1910), V. Thompson (1964), J. Thomson (1926); запад США — А. Ирдли (1954), Ф. Кинг (1961), A. Urepec (1957), F. Bloss, T. Barth (1949), G. Macdonald, K. Takashi (1965), D. Peck a. oth. (1964); Мексика и Центральная Америка — В. Гарфиас и Т. Чапин (1956), F. Bullard (1957), H. Williams a. oth. (1964); Анды — В. В. Белоусов (1963), Г. Герт (1959), Aubert de la Rüe (1963), F. Bullard (1959), C. Lorenzo (1962_{1,2}, 1963); Малые Антиллы, Галапагосские о-ва, Южно-Сандвичева дуга — P. Baker a. oth. (1964), J. Butterlinn (1956), J. Gass a. oth. (1963), F. Perret (1942); Антарктида — С. А. Ушаков, В. Е. Хаин (1965), G. Doumani, E. Eheers (1963), H. Harrington (1965), монография «Antarctic geology» (1964).

Помимо названных исследований были использованы все доступные нам выпуски издания «Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields» (1951—1962), а также многочисленные карты геологического содержания, как отдельно изданные, так и помещенные в атласах.

Оговоримся, что некоторые незначительные проявления молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе нами при описании опущены (мезозойды Северо-Востока СССР, Сахалин, Калифорния и некоторые другие).

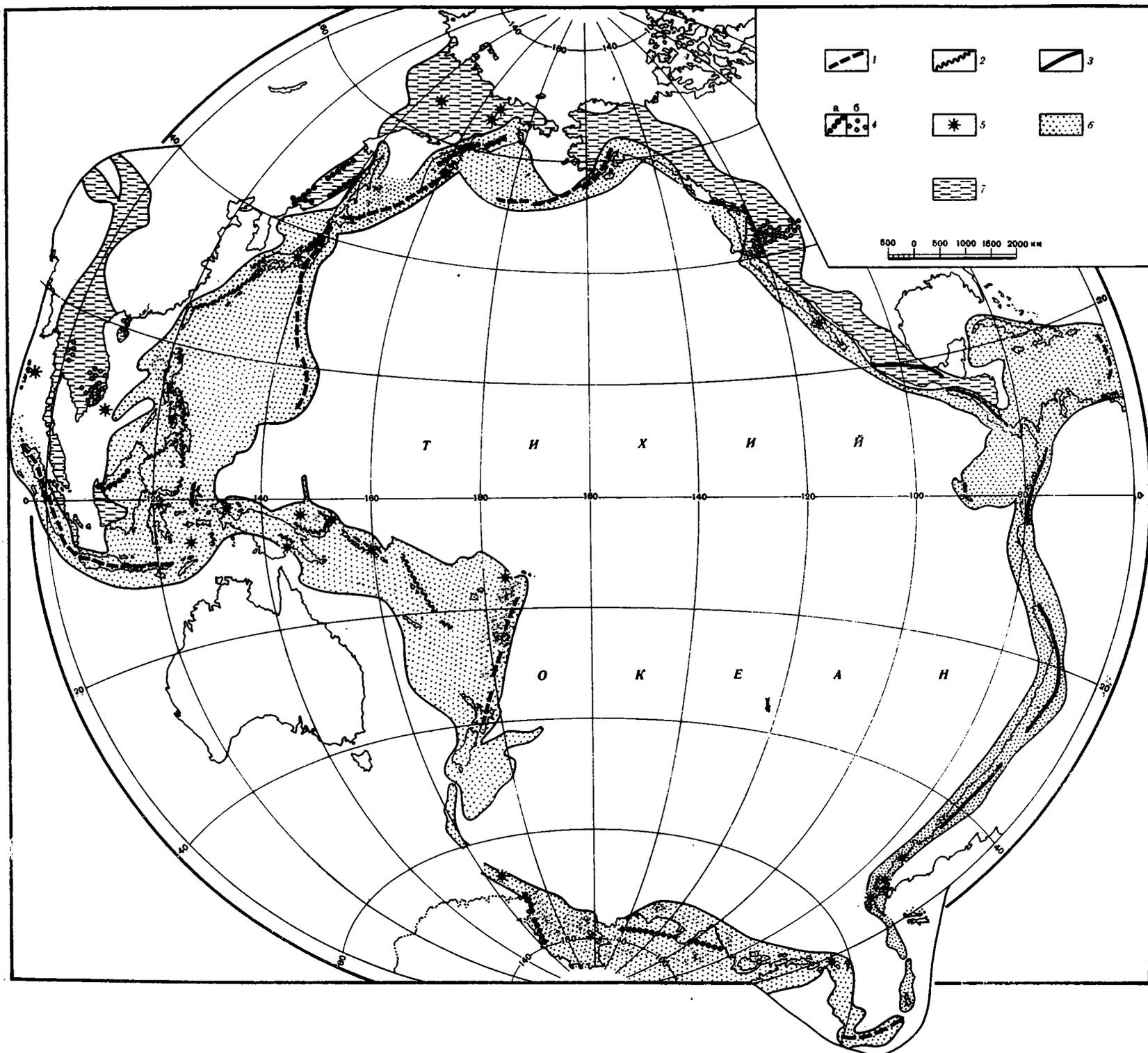


Рис. 1. Общая схема расположения зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе

1 — вулканические зоны островных гряд, окружающих ложе океана; 2 — вулканические зоны островных гряд, отдаленных от ложа океана; 3 — вулканические зоны приокеанических горных систем; 4 — вулканические зоны материковых областей, отдаленных от океанического ложа: а — линейные, б — площадные; 5 — отдельные вулканы; 6 — Тихоокеанский кайнозойский тектонический пояс; 7 — области распространения мезозойд

Группа I. Вулканические зоны островных гряд

Вулканизм данной группы свойственен западной половине Тихоокеанского тектонического пояса; в восточной половине он проявлен сравнительно незначительно (рис. 1).

Все зоны этой группы, особенно западные, отличаются очень большой протяженностью, и главные их части тектонически связаны с геантиклинальными поднятиями современного геосинклинального пояса.

Подгруппа 1. Вулканические зоны островных гряд, окружающих ложе океана

В данную подгруппу объединяются вулканические зоны, имеющие широкое распространение и весьма большое значение в тихоокеанском вулканическом кольце. Основной пояс их распространения, начинаясь на южной Аляске, протягивается по западной периферии ложа Тихого океана до Северного острова Новой Зеландии. Он состоит из четырех крупнейших вулканических зон: Алеутско-Аляскинской, Курило-Камчатской, Марианско-Японской и Тонга-Новозеландской. Кроме того, в данную подгруппу, соответственно нашему пониманию Тихоокеанского пояса, входят Индонезийская зона, с одной стороны, и Южно-Сандвичева, Галапагосская и Мало-Антильская зоны — с другой.

В связи со сложными отношениями структур и вулканизма в зонах данной подгруппы нам придется охарактеризовать их несколько шире, чем все остальные.

Алеутско-Аляскинская зона. Эта зона включает 75 вулканов, из которых 36 действующих. Наиболее древние (верхнетретичные — раннечетвертичные) вулканы в ней — щитовые; более молодые — стратовулканы сложного строения; широко развиты кальдеры, достигающие огромных размеров. Состав вулканических продуктов варьирует от оливиновых базальтов до риолитов, но преобладают продукты андезитового и андезито-базальтового состава. Такой состав особенно характерен для вулканитов собственно Алеутский гряды, в то время как для Южной Аляски типично присутствие кислых пород.

Интенсивный современный вулканизм приурочен к восточной (материковой) части зоны, причем наиболее активные вулканы (в частности, вулкан Катмай) находятся на западном окончании этого материкового отрезка. Характерно, что крайние западные острова Алеутской дуги — Атту и Агатту — лишены современного вулканизма; по имеющимся данным, вулканизм прекратился здесь в раннечетвертичное время.

Наиболее существенную особенность в расположении вулканов зоны составляет то, что все они приурочены к единой узкой полосе, ширина которой всего около 40 км. Очевидно, эта полоса отвечает крупной системе продольных разломов, которая, однако, не представляет собой цельной дуги, а состоит из отдельных отрезков (по крайней мере, из трех), сочленяющихся под углом (Coats, 1950). При этом выяснено, что крайние западные и восточные отрезки этой системы не совпадают со структурной осью островной гряды, а смещены относительно нее в первом случае на север, а во втором — на юг. Это позволяет говорить о наложенности системы разломов в целом на более раннюю тектоническую структуру (Пушаровский, 1963). Соответственно и возраст этой системы разломов очень молодой — она развивалась синхронно с плиоцен-четвертичным вулканизмом. В основании вулканов залегают складчатые третичные и более древние породы.

Что касается связи вулканов или их групп с частными тектоническими формами, то вопрос этот пока недостаточно исследован. Известно, однако, что некоторые вулканы располагаются на второстепенных разрывах, координированных по отношению к простиранию главной их системы.

Итак, в целом для Алеутско-Аляскинской вулканической зоны выясняется связь ее с крупной системой разломов, имеющей позднекайнозойский возраст и наложенной на более ранние структурные образования. Выясняется также, что по мере удаления от континента повышается основность вулканических продуктов, что в том же направлении вулканизм несколько удревняется и что наиболее интенсивное развитие современного вулканизма отмечается в районе стыка островной гряды и материка.

Добавим, что Алеутская островная гряда в основном является одинарной; лишь в ее восточной части намечается дополнительное грядовое поднятие, однако о вулканизме его у нас данных нет.

Курило-Камчатская зона. Данная зона изучена лучше всех остальных вулканических зон Тихоокеанского пояса. Помимо гряды Больших Курильских о-вов и Восточной Камчатки, она включает также среднюю часть восточного Хоккайдо. На Больших Курилах насчитывается около 130 вулканов, из которых 39 действующих, причем для 7 вулканов указываются признаки недавних извержений (Горшков, 1958). В пределах Восточной Камчатки имеется около 90 вулканов, а действующих — 28 (Геология СССР, 1964). На Хоккайдо, где заканчивается описываемая вулканическая зона, насчитывается 10 вулканов, из которых действующих 2. Два разрушенных вулкана предположительно четвертичного возраста существуют на Малой Курильской гряде.

Г. С. Горшков и С. И. Набоко (1962) отметили, что верхнеплиоценовый — четвертичный вулканизм на Камчатке начался с трещинных излияний базальтов, создавших щитовидные лавовые нагорья. Следы трещинных излияний установлены и на о-ве Парамушир Большой Курильской гряды. Они сменились извержениями центрального типа. Местами происходило также развитие ареального вулканизма. В дальнейшем стратовулканы оказались сильно измененными.

Для центральной части Большой Курильской гряды характерно резкое преобладание вулканитов андезито-базальтового и базальтового состава. Южнее и севернее в пределах вулканической зоны хотя и преобладают породы того же типа, но присутствуют также и более кислые разновидности — до липаритов. Кроме того, для некоторых районов отмечается уменьшение общей щелочности с запада на восток (Горшков, 1963).

По степени проявления современного вулканизма Курило-Камчатская зона — одна из самых активных в Тихоокеанском тектоническом поясе: здесь сосредоточена примерно 1/6 часть (около 70) действующих вулканов этого пояса. Особенная интенсивность вулканизма отмечается на обоих концах зоны: и на Камчатке, причем, чем ближе к северному окончанию вулканической зоны, тем эта интенсивность выше (Ключевская группа вулканов), и на Хоккайдо, где известны огромные кальдеры недавнего происхождения.

Вулканы и горячие источники Больших Курильских о-вов в плане располагаются в виде системы продольных и поперечных рядов, что, несомненно, отражает систему соответствующих разломов (рис. 2). Характерно, что продольные разломы (как и отдельные части самой островной гряды) расположены кулисообразно относительно друг друга, причем основные из них приурочены к центральной полосе гряды, а второстепенные смещены к ее внутреннему (северо-западному) склону. Таким образом, имеет место дробление тектонической структуры гряды молодыми разломами, которое в сочетании с процессами вулканизма естественно представить как результат значительных дифференцированных блоковых (возможно, блоково-складчатых движений). П. Л. Безруков (Безруков и др., 1958), касаясь подводных вулканов, уже отметил, что наиболее значительные их ряды связаны с глубокими депрессиями в проливах, разделяющих острова, а Э. Н. Эрлих (1965) пришел к заключению, что четвертичные вулканы в пределах гряды вообще приуроче-

ны к грабенообразным структурам. Некоторые авторы отмечают, что в местах пересечения разломов расположены наиболее крупные и долгоживущие вулканы. Значительные дифференцированные блоковые движения в пределах Большой Курильской гряды позволяют, вслед за рядом исследователей (Горячев, 1965 и др.), думать, что средний ее участок (район проливов Буссоль и Крузенштерна), где сейчас наблюдается отсутствие «гранитного» слоя земной коры, образовался именно в связи с такими движениями, а не является останцом первично-океанической коры.

Еще более отчетливо проступает связь молодого вулканизма с блоковыми, блоково-сводовыми и блоково-складчатыми движениями на Восточной Камчатке. Одна из самых последних статей по этому поводу опубликована Э. Н. Эрлихом (1965). Здесь намечена эшелонированная система плиоцен-четвертичных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Вулканизм связан с последним типом структур и приурочен, по мнению Э. Н. Эрлиха, к их краям (флексурным перегибам, разломам), к продольным и поперечным разломам внутри депрессий, либо, наконец, к крыльям внутридепрессионных поднятий, осложненных флексурами. Но обратим внимание на общую линейность камчатского отрезка описываемой вулканической зоны, вытянутого с юго-запада на северо-восток, хотя и имеющего несколько большую ширину, чем Алеутско-Аляскинская зона. Такая линейность не случайна. Очевидно, она отражает систему некоторых генеральных тектонических линий, молодых по времени образования и наложенных на более ранний структурный план (Тихонов, 1963). Аналогичным образом расположены со-

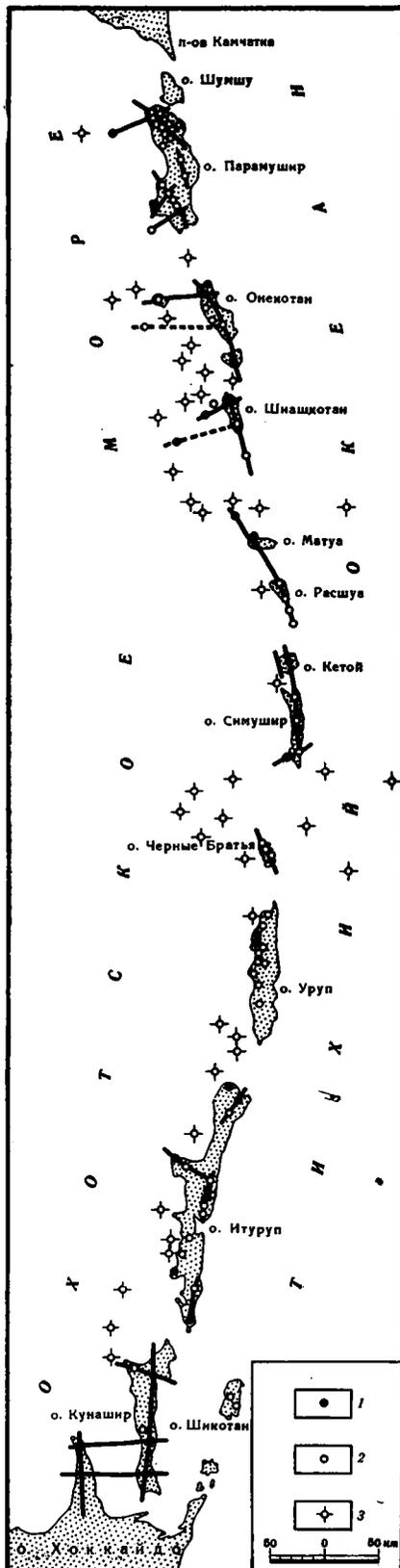


Рис. 2. Схема расположения вулканов в районе Курильской островной гряды (составлена по материалам Г. С. Горшкова, 1958; П. Л. Безрукова и др., 1958)

1 — действующие вулканы на островах; 2 — потухшие вулканы на островах; 3 — подводные вулканы и горы

ответствующие тектонические линии и на о-ве Хоккайдо, где наложенность их выражена исключительно резко.

В целом относительно Курило-Камчатской вулканической зоны можно сказать, что ее положение в пространстве, как и Алеутско-Аляскинской зоны, определяется простиранием огромной и сложной по своему строению системы разломов, возникшей в позднекайнозойское время и перерабатывающей более раннюю тектоническую структуру. Эта переработка сопровождается образованием блоковых, блоково-сводовых и блоково-складчатых структур, причем достаточно уверенно устанавливается связь вулканизма с отрицательными структурными формами.

Камчатский и восточно-хоккайдский отрезки вулканической зоны определенно выявляются как ее окраинные части, причем в этих материковых, по существу, районах состав продуктов вулканизма меняется благодаря увеличению содержания кислых компонентов. В тех же окраинных частях (особенно на Камчатке) современный вулканизм достигает наибольшей интенсивности.

Марианско-Японская зона. В эту зону группируются надводные и подводные вулканы трех островных групп — Марианской, Волкано и Нампо (Идзу-Бонинской), находящихся на едином очень крупном грядовом поднятии, а также вулканы, расположенные в северной половине о-ва Хонсю. В пределах островных групп поднятия суммарно насчитывается около 30 вулканов (действующих и потухших). На Японском отрезке зоны — около 70 вулканов, из которых действующих 19.

Распределение вулканов в пределах островного грядового поднятия неравномерное. Наиболее интенсивный современный вулканизм свойственен северной части островной гряды (о-ва Нампо). Южнее в островной группе Волкано вулканическая активность снижается, а в северной группе Марианских о-вов снова резко усиливается. Действующие и потухшие вулканы японского отрезка зоны приурочены к осевой части северной половины о-ва Хонсю и к грабену Фосса-Магна, лежащему на южном окончании этого отрезка. Преобладает здесь андезитовый и базальтовый вулканизм (Кипо, 1959), но для грабена Фосса-Магна указывается также развитие дифференцированных магм (Murai, 1963), особенно для относительно поздней эпохи вулканизма. Для вулканов о-ва Хонсю характерно наличие крупных пемзовых потоков и огромных кальдер (Yagi, 1963).

В пределах островных групп вулканы образуют обычно линейные ряды, однако детали разломной системы здесь не выяснены. Известно только, что осевые линии вулканических зон проходят в центральных частях соответствующих островных групп. На о-ве Хонсю вулканы идут двумя рядами вдоль продольного сводового поднятия с отметками 1000—1500 м. Поднятие разбито разломами на отдельные блоки, испытывающие дифференцированные движения (Кропоткин, Шахварстова, 1965). С востока оно ограничено узким рифтом, а с запада — неглубокой депрессией. Что касается Фоссы-Магны, то здесь вулканы приурочены к разломам, ограничивающим этот грабен, а также к поднятиям, существующим внутри грабена.

Можно видеть, что по главным особенностям проявления вулканизма и строению Марианско-Японская вулканическая зона имеет много сходных черт как с Курило-Камчатской зоной, так и с Алеутско-Аляскинской. В частности, северную половину о-ва Хонсю следует рассматривать как тектоно-магматический аналог Восточной Камчатки или Южной Аляски. Как и там, здесь в составе вулканических пород появляются более дифференцированные лавы и увеличивается интенсивность извержений. Тем самым, о-в Хонсю играет роль материковой области. Очевидно сходство также в отношении тектонического положения вулканов. Однако контролирующие системы крупных разрывов в Марианско-Японской зоне предполагаются прерывисто, что и обуславливает как бы растянутость в про-

странстве вулканической зоны, рассредоточенность в ней отдельных вулканических групп.

Тонга - Новозеландская зона. В ней выделяются три основные группы вулканов: района о-вов Тонга, о-вов Кермадек и северной части Северного о-ва Новой Зеландии. Они отстоят друг от друга на большом расстоянии. Сравнительно с описанными выше зонами данная зона характеризуется, насколько это известно, наименьшим проявлением молодого вулканизма. В вулканической группе Тонга имеется около 9 вулканов, из которых действующих 7 (Thomson, 1926); на островах Кермадек — 3 вулкана (действующих 2); на севере Новой Зеландии — 5 действующих вулканов. Вулканизм описываемой зоны в основном центрального типа. Преобладают андезито-базальты и андезиты, однако в новозеландской части зоны появляется заметное количество кислых разновидностей (до риолитов). Тектоника островной гряды Тонга-Кермадек изучена слабо, но можно сказать, что вулканы группы Тонга расположены вдоль системы разломов, проходящей в осевой части внутреннего (западного) гребня двойной гряды.

В Новой Зеландии соответствующая группа вулканов находится в пределах молодой крупной грабенообразной впадины Таупо (рис. 3), разбитой сложной системой разломов на ряд депрессий и поднятий (Nealy, 1962).

Таким образом, и в этой зоне в целом наблюдаются принципиально такие же соотношения вулканизма с тектоническими структурами и изменения состава вулканических продуктов, что и в трех других зонах, свойственных островным грядам, окружающим ложе Тихого океана в западной половине Тихоокеанского тектонического пояса.

Обратимся к другим вулканическим зонам описываемой подгруппы.

Индонезийская зона. Главную часть этой зоны составляют вулканические образования Суматры, Явы и западной группы Малых Зондских о-вов, входящих в линейную тектоническую систему, обрамляющую ложе Индийского океана. Вулканизм восточной группы Малых Зондских о-вов имеет иное структурное положение, поскольку не принадлежит островам собственно приокеанической области, но его удобнее коснуться здесь, так как проявляется он непосредственно на продолжении главной части зоны.

В Индонезийской зоне насчитывается много сотен вулканов, из которых более 100 действующих. Современному вулканизму свойственен эксплозивный характер ($E=99\%$ ¹).

Плиоцен-четвертичный этап развития вулканизма начался в пределах зоны в основном трещинными излияниями кислой магмы (Westerveld, 1953). Верхнечетвертичный вулканизм представлен породами андезитобазальтового ряда, образовавшимися в результате деятельности стратовулканов. Вдоль вулканической зоны, в направлении от восточных островов к северной Суматре, происходит общее увеличение кислотности вулканизма.

В пределах зоны выявляется ясная приуроченность вулканизма к разрывным нарушениям и к структурам, с ними связанным. На Суматре вулканы вытянуты цепочкой вдоль гребня Центральной антиклинальной гряды острова и расположены в основном в пределах системы молодых продольных грабенообразных депрессий, проходящих в осевой части этой гряды (Westerveld, 1952; Архипов, 1964). Отмечается, что места пересечений продольных и диагональных разломов гребня характеризуются развитием особенно долгоживущих стратовулканов. На Яве вулканы также располагаются цепочкой; здесь, однако, более отчетливо прослеживаются поперечные вулканические ряды, связанные с трещинами, косо секущими Центральный антиклинальный гребень острова.

¹ Здесь и ниже коэффициент эксплозивности (E) дается по А. Ритману (1964).

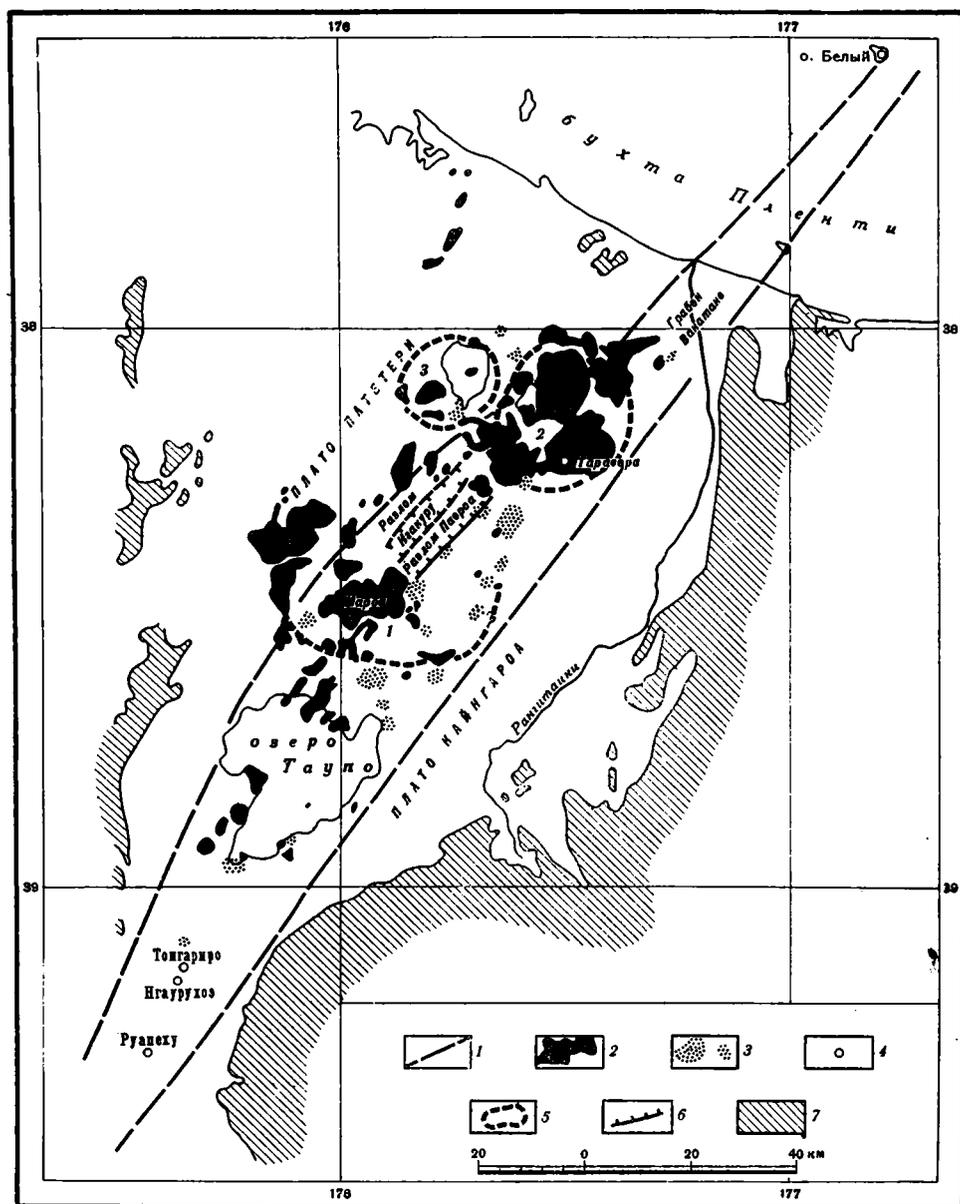


Рис. 3. Вулканические проявления во впадине Таупо (северная часть Северного острова Новой Зеландии); по Хили (Healy, 1962)

1 — граница главной части вулканической зоны; 2 — риолитовые поля; 3 — районы развития горячих источников; 4 — вулканы; 5 — контуры главных вулканических районов: 1 — Мароа, 2 — Ока-тэпа, 3 — кальдера Роторуа; 6 — некоторые разломы; 7 — выходы пород основания

Что касается дуги Юго-Восточных о-вов, (их внутренней гряды), входящих в Малую Зондскую группу, то, по данным И. В. Архипова (1964), она, как и многие другие дуги, не является плавно изогнутой структурой, а состоит из отдельных прямолинейных отрезков, пересекающихся под различными углами. Расположение этих отрезков и их простираение контролируется соответствующей системой разломов.

Исключительное обилие проявлений современного вулканизма, эксплозивный характер извержений, а также смена во времени кислого вулканизма андезито-базальтовым отличают Индонезийскую зону от

всех зон, упомянутых выше. Имеется отличие и в размерах площади суши в пределах главной части этой зоны: она здесь значительно больше. Наконец, строение самой тектонической системы, с которой связана Индонезийская вулканическая зона, иное, чем в других зонах (Пушаровский, 1964). Все эти особенности, безусловно, связаны со спецификой геологической истории той полосы, земной коры, которую мы здесь рассматриваем, а также, очевидно, и со спецификой развития ложа Индийского океана по сравнению с ложем Тихого океана. Однако приуроченность вулканизма к структурам, сопряженным с разломами (и к ним самим), является общим признаком с другими зонами.

Вулканические зоны островных гряд востока Тихоокеанского тектонического пояса. Сюда относятся Южно-Сандвичева и Мало-Антильская вулканические зоны, а также зона Галапагосских о-вов. Их тектоническое положение различно. Южно-Сандвичева зона разделяет Тихоокеанскую и Атлантическую области, Мало-Антильская лежит на периферии Атлантического океана¹, а Галапагосская выдвинута в Тихий океан.

В Южно-Сандвичевой зоне насчитывается более десятка вулканов. Это либо стратовулканы (о-ов Беллингсгаузена, о-ов Лесков и др.), либо лавовые купола, усеянные шлаковыми конусами (например, о-ва Бристоль, Кэндлмасс и Сандерс). Для большей части островов характерна фумарольная деятельность; отмечаются также подводные извержения. Среди пород резко преобладают продукты вулканизма базальтового состава. Вулканическая зона приурочена к гребневой части островной гряды. Только вулкан о-ва Лесков находится за пределами этого гребня — западнее его, характеризуясь при этом андезитовым вулканизмом. Строение гряды изучено еще слабо, однако рассмотрение существующих карт показывает, что, имея в плане форму сжатой подковы, она состоит из отдельных более или менее значительных сегментов, расположенных кулисно, и что в целом дуга имеет резко расчлененный рельеф. Особенно отчетливо такой рельеф выявляется по ее простирацию: по чередованию поднятых участков и значительных понижений. Такой характер дуги свидетельствует, несомненно, о контрастных блоковых движениях в ее пределах.

Мало-Антильская зона приурочена к гребневой части внутренней гряды Малой Антильской островной дуги (к «Вулканическим Карибам», рис. 4). Общее число вулканов здесь, вместе с подводными, около 12, причем большинство из них потухшие. Начальные периоды молодого вулканизма характеризовались излияниями лавовых потоков, чередовавшихся с выбросами пирокластов, имевших в основном андезитовый состав. Современные вулканы извергают преимущественно пирокластический материал ($E=95\%$). Вулканизм здесь центрального типа.

Внешняя гряда Малых Антилл («Известняковые Карибы») существует не на всем протяжении дуги, а лишь в ее северной половине (см. рис. 4); здесь, соответственно, дуга расширена. Внешняя гряда как бы ответвляется от внутренней в средней части дуги. Простирация островов внутренней гряды ориентированы друг к другу часто под значительными углами, притом острова, особенно в средней и южной частях гряды, разделены глубокими понижениями дна, в результате чего гряда имеет сильно расчлененный продольный профиль. Такой рельеф гряды позволяет говорить о проявлении здесь молодых дифференцированных блоковых движений значительной амплитуды, которые, возможно, происходили на фоне сводового поднятия гряды в целом.

¹ Что касается принадлежности этой зоны Тихоокеанскому тектоническому поясу, то парагенез структур, наблюдающийся в Карибском регионе, соотношения между Мальми Антиллами, северовенесуэльскими структурами и Андами, и, наконец, морфологическое сходство Антильской и Южно-Сандвичевой дуг сомнения в этом не оставляют.

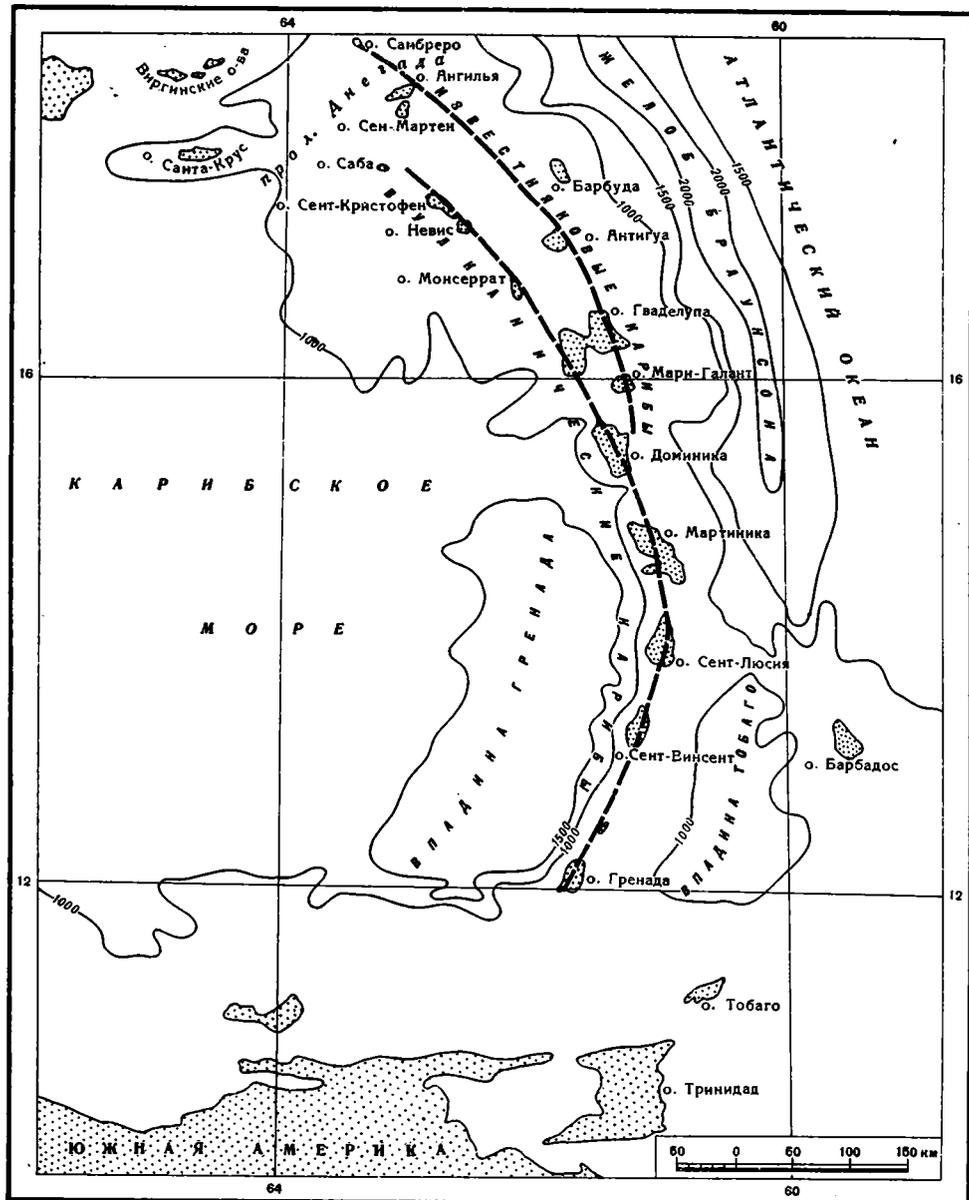


Рис. 4. Схема расположения вулканических островов на Малых Антилах; по Булларду (Bullard, 1962). Изобаты в фатмах

Галапагосские о-ва, как известно, представляют собой вулканические образования, в основе которых лежат огромные подводные щитовые вулканы. На северо-западных островах архипелага развиты кратеры, заполненные молодыми лавами, в то время как кратеры юго-восточных островов — более древние и разрушены эрозией. Существуют также признаки трещинных излияний. Состав вулканических пород — базальтовый. Вулканические жерла расположены в местах пересечения разрывов двух направлений: восток-северо-восточного и северо-западного (Bullard, 1962). Юго-восточные острова архипелага располагаются на западном окончании крупного широкого подводного хребта Карнеги, а группа северо-западных островов лежит в зоне раздела этого хребта и Кокосового. Оба хребта образуют подковообразное поднятие, вдающееся в океани-

ческое ложе, во внутренней части которого располагается глубоководная впадина.

Таким образом, все три упомянутые вулканические зоны сравнительно меньшего значения, чем западные, и не имеют продолжения в материковых частях. Молодой вулканизм в них преимущественно центрального типа. При этом для Южно-Сандвичевой и Галапагосской зон характерен основной состав вулканических продуктов, а для Мало-Ангийской — средний. Связано это, видимо, не только с разным тектоническим положением зон, но и с различием их предшествующей геологической истории. Можно говорить о существенной связи вулканического процесса в этих зонах с молодыми движениями блоков по разломам.

Подгруппа 2. Вулканические зоны островных гряд, отдаленных от ложа океана

Зоны данной подгруппы сосредоточены в юго-западном секторе Тихоокеанского тектонического пояса. Они лежат в периферической части современной геосинклинальной области и отделены от ложа океана более близко к нему расположенными структурными образованиями той же области, различного типа и порядка. В число таких зон входят зоны юго-восточной Азии и меланезийские. В юго-восточной Азии к ним относятся зоны: гряды Рюкю с ее продолжением на о-вах Тайвань и Кюсю, Филиппинского архипелага, гряды Сулу, гряды Сангихе с северным Сулавеси и огромного подводного хребта Кюсю-Палау. К меланезийской ассоциации принадлежат зоны: архипелага Бисмарка, Соломоновых о-вов, Новогвинеидская и Новогвинейская.

Таким образом, в описываемой подгруппе имеются две разобщенные ассоциации вулканических зон. За исключением зон Кюсю-Палау и Новогвинейской, все остальные характеризуются развитием действующего вулканизма, однако, по-видимому, менее интенсивного, чем в зонах островных гряд, окружающих ложе океана. Наибольшее число действующих вулканов (34) приходится на Филиппинский архипелаг, но половина из них находится в сольфатарной стадии.

В расположении вулканических зон юго-восточной Азии и их общем характере можно найти существенные черты сходства с вулканическими зонами предыдущей подгруппы. В частности, зона Рюкю, как и многие из них, приурочена к внутренней гряде соответствующей островной дуги (рис. 5). Сходство проявляется также в простирации зоны за пределы собственной дуги. Так, на севере она продолжается на о-ов Кюсю, причем интенсивность вулканизма при этом даже повышается, а состав его меняется. Если для о-вов Рюкю характерен базальтовый и андезитовый состав вулканических продуктов, то на Кюсю в строении вулканических толщ, особенно четвертичных, широко участвуют кислые породы.

В южном направлении зона Рюкю отгибается к Тайваню, продолжаясь в северной части этого острова, где развиты покровы молодых лав и пирокластов андезитового состава и имеется несколько действующих вулканов¹.

Аналогично вулканическая зона Сулу простирается в восточную часть Калимантана, на п-ов Сепорн, где указывается один действующий вулкан, а вулканическая зона Сангихе (4 действующих вулкана) — на п-ов Минахаса северного Сулавеси (12 вулканов). Все эти зоны находятся в пределах крупных геоантиклинальных поднятий современного геосинклинального пояса.

Что касается Филиппин, то молодой вулканизм широко развит в восточной части этого архипелага, с внешней стороны крупнейшего Филиппинского продольного разлома, и в меньшей мере в западной. Несомнен-

¹ В районе Тайваня известно и несколько подводных извержений (Biq Chingchang, 1960).

но, что указанный линеамент является структурой, контролирующей вулканизм. Это следует и из того, что вулканы восточной части архипелага сгруппированы в ряды субмеридионального простирания, а западной — субширотного. Если говорить о связях с более частными структурами, то существуют указания, что как на востоке, так и на западе ряды вулканов отвечают линиям молодых разломов, секущим более ранние

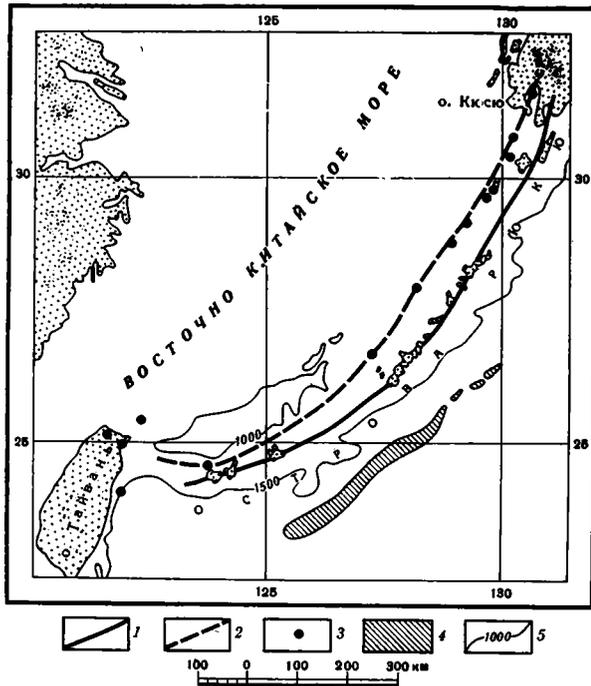


Рис. 5. Структурная позиция вулканической зоны Рюкю; по Хессу (1952)

1 — ось островной гряды; 2 — ось вулканической зоны; 3 — вулканы; 4 — наиболее глубокие части желоба; 5 — изобаты в фатомсах

350 км) отражает, очевидно, крупные разломы, связанные с развитием современных геосинклинальных структур. Насыщенность действующего вулканизма здесь меньшая, чем в ассоциации юго-востока Азии.

Поднятия Соломоновых и Новогвинеидских островов представляют собой двойные островные гряды, причем сопряженные с ними глубоководные желоба находятся со стороны, обращенной к континенту, а не к океану. Что касается Новогвинеидской вулканической зоны (здесь всего 13 вулканов, из которых 2 потухших), то она приурочена, как это обычно бывает, ко второй, задней по отношению к желобу гряде островного поднятия. Но вулканическая зона Соломоновых о-вов (7 вулканов) приурочена к передней гряде. Однако здесь на значительном отрезке нет сопряженного с грядой нормального глубоководного желоба.

Особая прямолинейность этих двух зон, особенно Новогвинеидской, подчеркивает их связь с крупными системами разрывов. Для ряда случаев, выяснено, что вулканы приурочены к разрывам, ограничивающим грабенообразные формы, или находятся внутри этих форм.

В расположении вулканических зон южной части архипелага Бисмарка есть сходство с зоной Сангихэ-Сулавеси. Начиная на грядовом поднятии к северу от Новой Гвинеи (8 действующих вулканов), главная из этих зон продолжается в центральной части о-ва Новая Британия, в гребне крупного антиклинального поднятия.

структурные образования, причем отмечаются случаи приуроченности вулканических построек к грабенообразным структурам.

Состав вулканических продуктов здесь андезито-базальтовый. Характерен центральный тип вулканизма; коэффициент эксплозивности — 80%. Что касается подводного хребта Кюсю-Палау, протягивающегося на 3000 км, то в его профиле выявлены вулканические вершины, но активного вулканизма здесь не установлено (Удинцев, 1964).

Вулканические зоны меланезийской ассоциации в трех случаях также приурочены к современным геантиклинальным поднятиям. Сюда относятся зоны южной части архипелага Бисмарка, Соломоновых о-вов и Новогвинеидская. Новогвинеидская зона (протяженностью

Молодые вулканы Новогвинейской зоны (их насчитывается 10) сформировались на смятых и эродированных породах разного возраста, в том числе и плиоценовых, и связаны с новейшими весьма значительными по амплитуде блоковыми движениями. Располагается эта зона в общем на продолжении невулканического островного поднятия архипелага Луизиада.

Отдельно нужно упомянуть о молодом вулканизме о-вов Фиджи. Это не линейная зона. Действующих вулканов на островах нет, но здесь много плиоцен-плейстоценовых шлаковых конусов, связанных с трещинными излияниями, однако происходили также извержения и центрального типа. Эти острова принадлежат Фиджийскому тектоническому блоку с раздробленной структурой. С движениями, создавшими такую структуру блока, и связан молодой вулканизм.

Для вулканических пород меланезийских зон характерен базальтовый (до оливиновых базальтов) и андезито-базальтовый состав.

Из сопоставления первой и второй ассоциаций вулканических зон, при известном сходстве в тектонической позиции и степени проявления молодого вулканизма, видно и некоторое различие между ними. Выясняется, в частности, большая основность вулканитов в зонах меланезийской области, что вполне увязывается и с ее специфическим тектоническим положением (далеко от краин континента) и структурными особенностями, главная из которых — широкое развитие структур с океаническим типом строения земной коры.

Группа II.

Вулканические зоны материковых областей

Главными областями распространения молодого вулканизма в материковых областях являются Южная Америка, Центральная Америка и Антарктида. Более или менее значительно развит он также в Северной Америке и на востоке Азии.

Подгруппа 1. Вулканические зоны приокеанических горных систем

К такого рода зонам принадлежат андийские и центральноамериканские вулканические зоны, простирающиеся на большие расстояния и определяющие облик юго-восточного сектора Тихоокеанского вулканического кольца.

В Андах имеются три вулканические зоны: Северная, Центральная и Южная. Первая из них простирается между 6° с. ш. и 3° ю. ш., вторая — между 13° ю. ш. и 29° ю. ш. и третья — между 33° ю. ш. и 43° ю. ш. Несколько изолированных вулканов имеется и далее на юг вплоть до окончания материка. Всего в Андах насчитывается свыше 50 действующих вулканов, а их общее количество превышает указанную цифру, видимо, в несколько десятков раз¹. Наиболее обширной вулканической областью является Центральная зона.

Для всех трех андийских зон характерно изменение состава вулканизма во времени. В плиоцене большое значение имел вулканизм кислого состава (например, в Центральной зоне — риолитовые и дацитовые породы, а в Южной зоне, наряду с андезитами, развиты трахит-андезиты и липариты). В четвертичное время главнейшая роль стала принадлежать андезитовому вулканизму с участием базальтового. При этом есть указания (Aubert de la Rüe, 1963), что по направлению с севера на юг в Андах увеличивается количество базальтового материала, вплоть до участия в ряду вулканических пород Южной зоны оливиновых базальтов.

¹ По данным Лоренцо (Lorenzo, 1962) в северном Чили известно около 1000 плиоцен-четвертичных вулканов, из которых 13 действующих.

Широким распространением пользовались здесь трещинные извержения, сформировавшие лавовые плато; действующие вулканы представляют собой в основном стратовулканы. Для голоцена характерен эффузивно-эксплозивный вулканизм, тогда как в плиоцене был распространен главным образом эффузивный.

О положении в структуре Анд отдельных вулканических зон можно сказать следующее. Северная зона вытянута по линии секущей Центральной Кордильеры Колумбии.

На севере она проходит по восточному склону этой Кордильеры, а на юге — по западному. В наиболее южной своей части, в Эквадоре, зона смещается еще далее на запад и раздваивается. Двумя почти параллельными рядами вулканы здесь тянутся вдоль разломов, ограничивающих грабенообразные впадины Кито, Амбатто, Куэнка и другие, расположенные между Восточной и Западной Кордильерами. Несколько вулканов в этом районе приурочены также к гребню Восточной Кордильеры, а некоторые находятся на поднятиях внутри депрессий.

Вулканизм Центральной зоны, где Анды состоят из двух хребтов, разделенных высокими плоскогорьями, в северной части связан с восточным склоном Западной Кордильеры. Вулканы здесь часто приурочены к поперечным разрывам северо-восточного простирания. Южнее, в Боливии, вулканы приурочены к Центральной Кордильере и образуют резко выраженный линейный ряд (лишь один вулкан располагается в Западной Кордильере). Южная зона также выражена прямолинейной полосой. Эта полоса является секущей по отношению к Главной Кордильере, будучи параллельна долине внутренней Чилийской долине, имеющей грабенообразную природу (рис. 6).

В целом в расположении андийских зон можно отметить две основные особенности: во-первых, здесь отчетливо проявлен секущий характер вулканических зон по отношению к более ранним структурным элементам и, во-вторых, они приурочены к центральным частям Анд. В отношении связи вулканизма с частными структурами выясняется, что он сопряжен с разрывами и иногда с грабенообразными и рифтовыми тектоническими формами.

Рис. 6. Расположение вулканов (1) в южной зоне Анд; по Лоренцо (Lorenzo, 1962₂)

Некоторые авторы (Aubert de la Rüe, 1963) отмечают, что наиболее долгоживущие и интенсивно действующие вулканы находятся там, где совпадают оси зон миоценового и молодого вулканизма.

В Центральной Америке имеются две вулканические зоны: собственно Центрально-Американская и Мексиканская, занимающая Вулканическую Сьерру Мексики.

Центрально-Американская зона, длиной 1300 км, простирается в западной полосе материка. В северной части ширина зоны менее 50 км;

южнее (в юго-восточной Гватемале) зона выражена обширным вулканическим полем, еще далее на юг (в Никарагуа, Коста-Рике) зона снова сужается. Юго-восточный конец зоны выходит к Карибскому морю.

В данной зоне имеется 41 действующий вулкан; характерен эксплозивный тип извержений. В Никарагуа коэффициент эксплозивности достигает 99%. Считается, что описываемая зона по степени эксплозивности близка к Индонезийской, т. е. принадлежит к самым эксплозивным районам мира. Состав вулканических продуктов базальтовый, андезитобазальтовый, андезитовый; встречаются дацитовые породы.

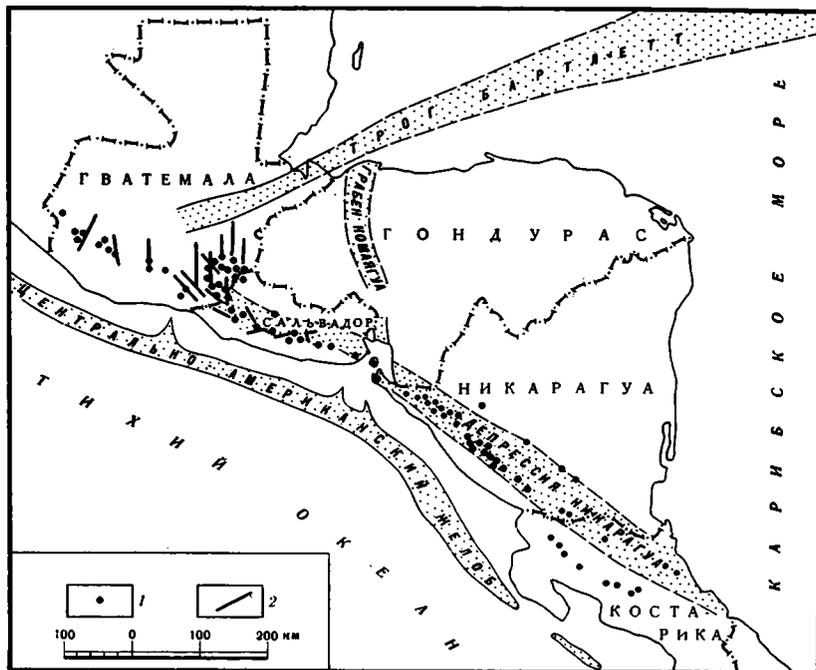


Рис. 7. Схема расположения четвертичных вулканических центров в Центрально-Американской зоне; по Вильямсу и др. (Williams a. oth., 1964)

1 — вулканические центры; 2 — линии разломов

Вулканы приурочены к крупнейшей молодой грабенообразной впадине (рис. 7), вытянутой вдоль всей Центральной Америки (Bullard, 1957). Некоторые из них расположены изолированно, но чаще они сконцентрированы группами, вытянутыми вдоль прямых линий. Эти линии — разрывы иногда простираются в поперечном направлении (юго-восток Гватемалы, Сальвадор и др.) по отношению к главным разломам впадины.

Мексиканская вулканическая зона связана с «Клериканской трещинной зоной» (Bullard, 1959), представляющей собой крупную систему разрывов, которая пересекает материк, протягиваясь в субширотном направлении от Мексиканского залива к Тихому океану. Протяженность Вулканической Сьерры около 800 км; ширина — 50—100 км. Судя по огромной площади распространения молодых вулканических пород, это очень мощная вулканическая зона. В ней имеется 11 действующих вулканов, однако только один вулкан отличается большой силой извержений. Некоторые вулканы возникли в историческое время, а вулкан Парикутин — в 1943 г. Все они представляют собой шлаковые и пепловые конусы. Коэффициент эксплозивности молодого вулканизма — 70%. Со-

став вулканических продуктов плиоцена и плейстоцена андезитовый, а более поздних — андезито-базальтовый.

Вулканические образования скрывают структурные черты большей части территории. Буллард указывает, что вулканические ряды здесь приурочены к разрывам, нередко косо секущим общее простирание «Клериканской трещинной зоны». Простирание таких косых разрывов северо-восточное.

Таким образом, для всех вулканических зон данной подгруппы устанавливается связь с крупнейшими линеаментами, секущими тектонические зоны более ранней генерации. Для ряда случаев характерна пространственная и безусловно генетическая связь молодого вулканизма с новообразованными предгорными или межгорными грабенообразными структурами, протягивающимися на большие расстояния, но очень узкими. Равным образом для некоторых зон характерна приуроченность вулканических рядов к поперечным внутризональным нарушениям.

Тектоническое положение линеаментов, к которым приурочены вулканические зоны, разное. Андийские зоны лежат внутри огромной и сложно построенной раннеальпийской складчатой области; Центрально-Американская зона проходит вдоль стыка мезозойской и кайнозойской тектонической пояса; Мексиканская зона лежит внутри мезозойской складчатой области. Из этого видно, что возникновение линеаментов порождено особым тектоническим процессом, проявившимся в позднекайнозойское время на очень большом отрезке приокеанической материковой рамы.

Для всех зон характерно широкое развитие действующего вулканизма. Особенной интенсивностью его отличается Центрально-Американская зона, которая расположена на сравнительно небольшом по площади участке с контрастной сменой типов и мощностей земной коры (юг Карибского моря, Панамский перешеек, Гватемальский желоб и участок ложа океана). Заметим, что и Мексиканская зона в общем приурочена к относительно неширокой полосе суши, разделяющей глубоководный желоб и впадину Мексиканского залива.

Для обеих упомянутых зон характерно развитие вулканических пород среднего и основного состава; при этом в Центрально-Американской зоне базальтовая компонента развита шире. В этой зоне, как уже упоминалось, отмечается и исключительно высокий коэффициент эксплозивности действующего вулканизма.

В то же время в андийских зонах в плиоцене был широко развит вулканизм кислого состава. Вулканизм среднего и основного состава характерен здесь для четвертичного времени, т. е. для эпохи, когда во всех зонах данной подгруппы состав вулканических продуктов меняется в сторону повышения его основности.

Подгруппа 2. Вулканические зоны, отдаленные от океанического ложа

В удалении от океанического ложа в пределах Тихоокеанского тектонического пояса имеется значительное число вулканических полей и линейных зон плиоцен-четвертичного возраста. Главнейшая их часть располагается на материках, но некоторые развиты на островах, не входящих в состав типичных островных гряд, а тесно связанных с материками. Характерно резко неравномерное распределение таких зон и полей по площади Тихоокеанского пояса. Они развиты в Азии, Северной Америке и Антарктиде, но отсутствуют в Южной Америке и Австралии.

В Азии к их числу принадлежит несколько разных по протяженности и занимаемой площади вулканических зон и полей, которые в пределах отдельных складчатых систем могут быть относительно сближены, но в целом по Тихоокеанскому поясу сильно разбросаны. В направлении с

севера на юг это будут следующие вулканические зоны и поля: 1) Срединного хребта Камчатки и Корякского нагорья; 2) запада о-ва Хонсю (зона Тёкаи¹); 3) две продольные и одна поперечная зоны в Советском Приморье (расположены соответственно на побережье Татарского пролива, в районе Амурско-Уссурийской низменности и на юге Приморья); 4) юго-востока и запада Индокитайского п-ова; 5) о-ва Хайнань и крайнего юго-востока Китая (район п-ова Датун) и, наконец, 6) северо-запада о-ва Калимантан. Действующие вулканы существуют только в Срединном хребте Камчатки (один вулкан) и на западе Японии (несколько вулканов).

В Северной Америке в пределах Тихоокеанского тектонического пояса находятся три основных района распространения молодых вулканических образований: зона Каскадных гор, вулканическое поле р. Снейк (плато Малф) и плато Маллер.

Активный вулканизм здесь представлен только в Каскадных горах (несколько вулканов), но современные вулканические проявления выражены сольфатарной и фумарольной деятельностью.

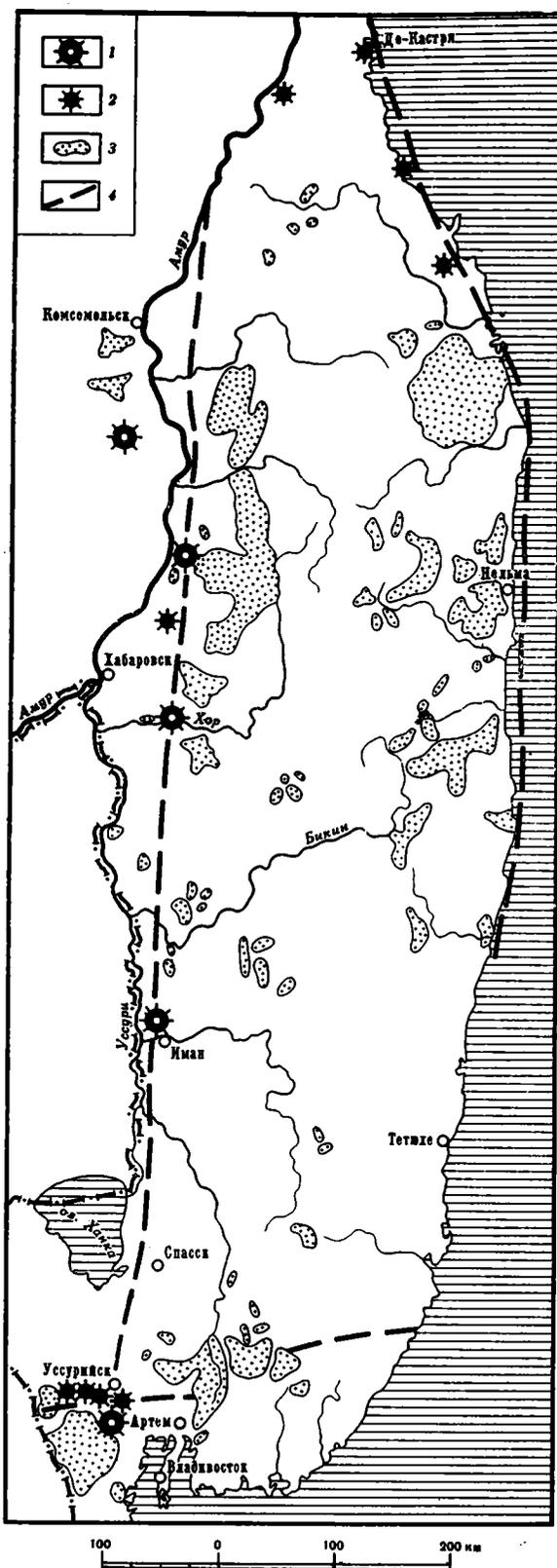
В Антарктиде существуют две вулканические зоны, одна из которых располагается в пределах Земли Мэри Бэрд, а другая, начинаясь на Земле Виктории, уходит на острова моря Росса. На земле Виктории, как известно, находится крупнейший действующий вулкан Антарктиды — Эребус.

Наиболее значимыми из всех перечисленных зон и полей являются вулканические поля Снейк и юго-востока Индокитая, а также зоны Земли Мэри Бэрд, Каскадных гор и, пожалуй, Камчатско-Корякская.

Вулканические зоны и поля описываемой подгруппы располагаются в разной тектонической обстановке. Значительная их часть связана с зонами раздела тектонически разнородных областей. Вулканы Срединного Камчатского хребта разделяют Западную и Восточную Камчатку с их существенно различной кайнозойской геосинклинальной историей. Японская зона Тёкаи приурочена к восточному борту неогенового геосинклинального прогиба Уэцу, примыкающему к крупному поднятию центральной части о-ва Хонсю. Поля плато-базальтов на побережье Татарского пролива (в Приморье) связаны с зоной раздела Сихотэ-Алиньских мезозойских и кайнозойских структур Дальнего Востока (рис. 8). Аналогичное положение занимает вулканическая зона Каскадных гор, отделяющая кайнозойские структуры Орегона и Вашингтона от Невадского складчатого пояса. Вулканическое поле Снейк разделяет две разные в структурном отношении части Невадского складчатого пояса: северную — Канадскую и южную, занимающую запад США и часть Мексики. Антарктический вулканический пояс Земли Виктории проходит вдоль стыка байкальского и кайнозойского складчатых поясов этого континента, а зона Земли Мэри Бэрд ограничивает с юга крупнейший, сложенный палеозойскими породами внутриальпийский антиклинорий Юэзрп. Из этих данных видно, что в упомянутых случаях размещение плиоцен-четвертичных вулканических образований контролируется крупными тектоническими структурами более раннего заложения, имеющими, очевидно, шовную природу. Для Каскадных гор, побережья Татарского пролива, поля Снейк, района Земли Виктории и зоны Земли Мэри Бэрд это вообще не вызывает сомнения.

Некоторые вулканические поля (в районах Амурско-Уссурийской низменности, запада и частично юга Индокитайского п-ова и некоторые другие) приурочены к краевым частям крупных неотектонических впадин в областях развития мезозойских. Поля юго-востока Индокитая частью связаны с блоковыми структурами Индосинийского массива, а частью

¹ Очевидно, Японские острова не могут рассматриваться в одном ряду с типичными островными грядками, развитыми на периферии Тихого океана.



располагаются в герцинской складчатой зоне. На Калимантане молодые эффузивы перекрывают кайнозойский складчатый комплекс в основном Северного синклиория. Их отношение к тектонической структуре здесь не ясно, но можно сказать, что они обходят крупное антиклинорное поднятие острова.

Если не принимать во внимание Калимантан, то во всех других упомянутых здесь случаях появление молодого вулканизма определенно можно связать с контрастными блоковыми движениями новейшей генерации. При этом речь идет о движении крупных блоков, вызвавших места возникновения значительных зон проницаемости и их дериватов. В этих случаях почти нигде нет признаков обновления разломных систем более раннего заложения. Поэтому соответствующие зоны проницаемости надо рассматривать как новообразования скорее всего плиоцен-четвертичного времени.

В подавляющем большинстве вулканические зоны и поля данной подгруппы простираются в соответствии с простиранием генеральных тектонических зон, в пределах которых они развиты (исключение составляют

Рис. 8. Проявления молодого вулканизма в Сихотэ-Алиньской области; по Е. Ф. Малеву (1963)

1 — изученные вулканы; 2 — предполагаемые вулканы; 3 — неоген-четвертичные эффузивные породы основного состава; 4 — направления разломов

лишь поперечное поле Снейк, Южно-Приморская поперечная зона и поле юго-востока Индокитая). Тем самым эти образования, как и образования предыдущих подгрупп, в общем гармонично соотносятся со структурной зональностью Тихоокеанского пояса. Если это принять во внимание, то можно сказать, что и в этом случае выясняется взаимосвязь между молодым вулканизмом и тихоокеанской тектоникой.

Что касается расположения вулканических образований внутри соответствующих вулканических зон и полей, то по существу в отношении всех их указывается, что вулканы или участки развития эффузивных пород группируются в линейные ряды, большей или меньшей протяженности, которые нередко кулисообразно подставляют друг друга. Такие ряды связываются с разрывами. В некоторых случаях разрывы устанавливаются непосредственно. Для Срединного хребта Камчатки имеются указания (Эрлих, 1965) о связи вулканизма с молодыми грабен-синклиналями и вулcano-тектоническими депрессиями; при этом сам хребет трактуется как сводовое поднятие.

Состав вулканических продуктов в различных зонах и полях не однотипен. Из имеющихся в литературе очень общих характеристик можно составить об этом следующее представление. В пределах вулканических зон Азии и Северной Америки, тяготеющих к Тихоокеанскому кайнозойскому тектоническому кольцу или находящихся в его тыловых частях, значительную роль играют породы среднего и кислого состава (андезитовые, дацитовые, риолитовые породы зоны Тёкаи в Японии, Калимантана, Каскадных гор, отчасти севера Центральной Камчатки). Здесь же шире представлены извержения центрального типа. В районах, удаленных от этого кольца (Приморье, Индосинийский массив, о-ов Хайнань, поле Снейк), резко преобладающее значение имеют плато-эффузивы основного и среднего состава, возникшие большей частью в результате трещинных излияний. Однако и в таких районах в отдельных случаях появляются эффузивы среднего и кислого состава, как это имеет место, очевидно, в пределах индокитайских мезозойд. Так же, как исключение, нужно рассматривать широкое развитие в подобных районах извержений центрального типа, распространенных, например, в поле Снейк, где описаны крупные щитовые вулканы и стратовулканы.

Сейчас трудно еще определенно судить о вулканических зонах Антарктиды. По имеющимся данным, зона Земли Мэри Бэрд сложена в основном базальтами и трахибазальтами, а зона Земли Виктории — оливиновыми базальтами, базальтами и андезитами, причем для последней характерны щитовые вулканы. По нашим представлениям, обе зоны имеют отношение к кайнозойскому тектоническому поясу, но в таком случае их вулканизм весьма своеобразен.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Если мы теперь посмотрим, какие же вулканические зоны определяют общий облик Тихоокеанского вулканического кольца, то ими окажутся те из них, которые окружают ложе океана и приурочены к передней линии островных гряд, с одной стороны, и приокеаническим районам материков — с другой. Согласно принятому в данной работе разделению, это — зоны первых подгрупп первой и второй групп. Если бы существовали только эти зоны, то уже можно было бы наметить вулканическое кольцо, хотя на крупных участках оно все же оказалось бы разорванным. На третьем месте по своему значению находятся вулканические зоны, объединяемые во вторую подгруппу второй группы, то есть материковые зоны, удаленные от ложа океана. Наконец, наименьшую роль играют вулканические зоны островных гряд, отдаленные от океанического ложа (зоны второй подгруппы первой группы).

Оценивая значение той или иной ассоциации вулканических зон, мы исходим из их распространенности, суммарной протяженности, пло-

щадя, покрытой эффузивами, и интенсивности вулканизма, особенно современного. По совокупности указанных признаков в конечном счете можно судить о ходе развития вулканического процесса на периферии Тихого океана, который оказывается направленным. Эта направленность выражается в уменьшении вулканической деятельности плиоцен-четвертичного времени в пределах Тихоокеанского тектонического пояса от его приокеанических областей к областям, удаленным от океанического ложа. А отсюда можно говорить об общем единстве этого вулканического процесса или, иначе говоря, об общем корне породивших его причин.

Глубина проникновения молодого вулканизма в материковую часть Тихоокеанского тектонического пояса относительно невелика, и основная масса его проявлений укладывается в пределы Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Тем самым выясняется связь между новейшей тектонической историей этого кольца и развитием молодого вулканизма.

Однако строение кайнозойского тектонического кольца в разных его частях различное. Естественно при этом, что вулканизм всех островных гряд отражает развитие геосинклинальных поднятий современных геосинклинальных систем. Вулканизм Анд резко дискордантен по отношению к их складчатой структуре и отражает сильнейшую перестройку этой структуры в связи с современным геосинклинальным процессом, отражением которого являются прежде всего глубоководные желоба. Плиоцен-четвертичные вулканические зоны, приуроченные к границам кайнозойского тектонического кольца с более древними складчатыми образованиями или находящиеся в глубоких внутренних частях этого кольца, есть результат возрождения активности крупных шовных систем.

Соответственно следует заключить, что главнейшие вулканические зоны приурочены к таким областям Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, которые характеризуются резко расчлененным тектоническим рельефом с молодыми движениями большой контрастности. Это прежде всего те области, в которых сопрягаются глубоководные желоба (современные геосинклинальные рвы) и подводные или континентальные горные поднятия.

Что касается упомянутых выше разграничительных шовных зон, то они также связаны с областями контрастных позднекайнозойских дифференцированных движений, однако проявившихся большей частью в удалении от океанического ложа. Местоположение и простираание таких зон однозначно выявляют и их связь с новейшей историей развития Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

Существуют вулканические зоны, выходящие за пределы кайнозойского тектонического кольца и расположенные во внутриматериковых районах Тихоокеанского пояса. Они распространены сравнительно незначительно. В отдельных случаях такие зоны можно связать с неотектоническими движениями, подобными тем, какие охватили внутренние области Азии в плиоцен-четвертичное время. В других случаях допустимо их истолковывать как резонансные на вулканический процесс в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце.

Итак, в общем виде можно сказать, что плиоцен-четвертичный вулканизм в Тихоокеанском тектоническом поясе взаимосвязан с исключительно мощным структурообразовательным процессом, приуроченным к полосе раздела океанического ложа и континентальных блоков. Тем самым этот вулканизм вместе со структурообразованием отражает сложный процесс движения и взаимодействия глубинных масс на периферии океана и материков. Отсюда надо заключить, что корни молодого вулканического процесса находятся там же, где и структурообразовательного, т. е. в области тектоносферы, хотя и лежат они в ней, несомненно,

на разных уровнях (в данном случае достаточно упомянуть о различии в строении и мощности земной коры и, по-видимому, верхов мантии отдельных областей проявления молодого вулканизма). Вероятно, существует одна причина, управляющая и структурообразованием, и вулканизмом, поскольку эти явления локализируются в огромном кольцевом поясе, имеющем определенную тектоническую позицию в Тихоокеанском сегменте земной коры. Мы видим ее в эффекте столкновения гигантских по объемам разнородных глубинных масс. Однако это особая тема, и мы ее не будем развивать в данной статье.

Выше было показано, что вулканические зоны Тихоокеанского пояса связаны обычно с крупными и сложными разрывными системами, сопровождающими структурные формы блокового, сводового или складчатого типов, либо промежуточные. При этом разрывные системы, контролируемые вулканические зоны первой группы и первой подгруппы второй группы, за единичными исключениями оказываются секущими по отношению к более раннему структурному плану, что отражает более или менее значительное изменение хода глубинного процесса в тектонически неустойчивой области кольца кайнозойских структур. Для развивающихся геосинклинальных зон (имеется в виду современный геосинклинальный пояс) в этом нет ничего необычного; для других тектонических зон такое явление экзотично.

Если переходить к связям вулканизма с более частными тектоническими структурами, то в большом числе случаев устанавливается отношение его к различного рода молодым грабенообразным формам. В этом смысле наши данные только расширяют представления, опубликованные недавно Э. Н. Эрлихом и другими.

Наконец, следует коснуться так называемых «сателлитовых» вулканических зон (Пушаровский, 1966), развитых в материковых и субматериковых областях на простирании вулканических островных гряд. Вулканизм таких зон, естественно, продолжает вулканизм гряд, но соотношения между ними сложные. Общей закономерностью является изменение состава вулканических продуктов в сторону увеличения кислотности при переходе от островной дуги в континентальную (или субконтинентальную) область, если брать разрез плиоцен-четвертичных эффузивов в целом. Такое явление ярко отражает взаимодействие разнородных глубинных масс по простиранию вулканического кольца. С другой стороны, для многих случаев характерно известное возрастание вулканической активности и, в особенности, увеличение интенсивности вулканизма в сателлитовых зонах и при переходе к ним. В этом нужно видеть частное выражение эффекта столкновения глубинных масс, о котором говорилось выше.

В работах общего характера о тихоокеанском вулканизме обращалось внимание на изменение в составе вулканических пород в направлении от океана к континенту. Началось это фактически с возникновением проблемы андезитовой линии (Marshall, 1910). В последнее время оригинальные мысли на этот счет высказывали Г. С. Горшков (1963), Ю. А. Кузнецов (1964), Ю. М. Шейнманн (1964) и другие авторы. Имеющийся в нашем распоряжении материал, помимо того, что уже сказано о сателлитовых зонах, позволяет по поводу изменений состава молодого вулканизма в Тихоокеанском поясе заметить следующее. Основная роль в Тихоокеанском вулканическом кольце принадлежит, конечно, породам среднего и основного состава. Однако во многих материковых и субматериковых областях (Анды, частично Индонезия, частично Камчатка, зона Тёкай в Японии, Калимантан, Каскадные горы) среди плиоцен-четвертичных эффузивов относительно большое значение имеют кислые породы. Вообще указанные области отличаются наибольшей дифференцированностью эффузивов. В этом можно видеть отражение влияния на характер вулканизма особенностей строения земной коры

- вулcano-географического районирования Камчатки и Курильских островов. Бюл. вулканол. станции АН СССР, № 32, 1962.
- Мархинин Е. К. Вулканизм Курильских островов (его роль в выносе вещества из мантии и формировании коры). Автореф. докт. дисс., М., 1966.
- Махачек Ф. Рельеф Земли, т. 2. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Основы тектоники Китая. Ред. Чжан Вэнь-ю. Госгеолтехиздат, 1962.
- Павлинов В. Н. Современные формы четвертичных вулканов района Датун и о-ва Хайнань (КНР) и их лавы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 4, 1958.
- Постельников Е. С., Затонский А. К., Афремова Р. А. Тектоническое строение и структура Индокитая. Изд-во «Наука», 1964.
- Проблемы вулканизма (материалы ко 2-му Всес. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. В кн. «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца». Изд-во АН СССР, 1963.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. «Международ. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Пушаровский Ю. М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Тр. 2-го Всес. вулканол. совещ., т. II. Изд-во «Наука», 1966.
- Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса». Изд-во «Наука», 1965.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд-во «Мир», 1964.
- Рэйтт Р. У., Фишер Р. М., Маусон Р. Г. Желоб Тонга. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. В кн. «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца». Изд-во АН СССР, 1963.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. В кн. «Международ. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Уотерс А. К. Вулканические породы и тектонический цикл. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ушаков С. А., Хаин В. Е. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным. Вестн. Моск. ун-та, № 1, 1965.
- Фаворская М. А. Этапы развития молодого вулканизма Южного Приморья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1950.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. В кн. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит., 1952.
- Швольман В. А. Тектоника Филиппинского архипелага. В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». Изд-во «Наука», 1964.
- Шейнманн Ю. М. О некоторых связях между магмой и тектоникой. Сов. геологиз, № 2, 1964.
- Шейнманн Ю. М. Вулканизм океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XV, вып. 3, 1965.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. Геотектоника, № 1, 1965.
- Andrews J. Landforms of New Britain. Austral. Geographer, 7, N 1, 1957.
- Antarctic Geology. Proc. 1st Intern. sympos. Antarctic Geology. ed. R. J. Adie. New York, 1964.
- Aubert de la Rüe E. La géologie des Nouvelles-Hebrides. J. Soc. oceanistes, 12, 1956.
- Aubert de la Rüe E. Quelques données sur le volcanisme actuel des Andes. Cahiers Inst. Nautes, études Amer. Latine, N 3, 1963.
- Baker P. E., Holdgate M. W., Longton R. E., Tilbrook P. J., Tomblin J. F., Vaghan R. W., Wynne Edwards C. J. E. A survey of the South Sandwich Islands, Nature, 203, N 4946, 1964.
- Biq Chingchang. Circumpacific tectonics in Taiwan. Rept. 21th ses. Intern. geol. Congr. Norden, Pt. XVIII, Copenhagen, 1960.

- Bloss F. D., Barth T. F. M. Observation on some Yellowstone geysers. *Bull. Geol. Soc. America*, 60, 1949.
- Blot C. et Priam R. Volcanisme et seismicite dans l'Archipel des Nouvelles-Hebrides, *Bull. Volcan.*, t. XXVI, 1963.
- Bullard F. M. Active volcanoes of Central America. *Vulcanologia del cenozoico*, sec. I, Mexico, 1957.
- Bullard F. M. Volcanoes of Southern Peru. *Bull. Volcan.*, Ser. II, t. XXI, 1959.
- Bullard F. M. Volcanoes in history, in theory, in eruption. Univ. of Texas press, 1962.
- Butterlinn J. La constitution geologique et la structure des Antilles. Centre National de la Recherche Scientifique, 1956.
- Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara field. 1951—1962.
- Coats R. Volcanic activity in the Aleutian Arc, U. S. Geol. Survey Bull., N 974-B, 1950.
- Coats R. Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc. Abstracts of Symposium papers in 10th Pacific sc. congress, 1961.
- Coleman P. J. An outline of the Geology of Choiseul British Solomon Islands. *J. Geol. Soc. Aust.*, S. 8, pt. 2, 1962.
- Decker R. W. Volcanoes and geophysical lineaments. *Trans. Amer. Geophys.*, 44, N 1, 1963.
- Doumani G. A., Eheers E. G. Petrography of rocks from mountains in Marie Byrd Land, West Antarctic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73, 1963.
- Gass J. G., Harris P. G., Holdgate M. W. Pumice eruption in the area of the South Sandwich Islands. *Geol. Mag.*, 100, N 4, 1963.
- Gregg D. R. Volcanic risk from the Tongariro volcanoes. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, v. 7, N 1, 1964.
- Grover J. C. Geology, mineral deposits and prospects of mining development in the British Solomon Islands protectorate. Interim. Geol. Surv. British Solomon Islands, Mem., N 1, 1955.
- Harrington H. Geology and morphology of Antarctica. Dept. of geol. University of New England, Armidale, N. S. W. Australia, 1965.
- Healy J. Structure and volcanism in the Taupo volcanic zone. New Zealand. In «Crust of the Pacific basin». *Amer. Geophys. Un., Geophys. Mon.* 6, 1962.
- Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic zone. *N. Z. J. Geol. and geophys.*, v. 7, N 1, 1964.
- Hobbs W. H. Origin of the lavas of the Pacific region. Proc. 7th Pacific sci. Congr. Pacific sci. Association, v. 2, 1953.
- Irving E. M. Geol. history and petroleum possibilities of the Philippines. *Bull. Amer. assoc. Petrol.*, 36, N 3, 1952.
- Kirk H. J. Pliocene and quaternary volcanic activity in British Borneo. Proc. British Borneo geol. conference, 1961.
- Klompé Th. H. Igneous and structural features of Tailand. *Geol. en mijnbouw.* 41, N 6, 1962.
- Kuno H. Cenozoic volcanic activity in Japan and surrounding areas. *Trans. N. Y. Acad. Sci.*, 1952.
- Kuno H. Origin of cenozoic Petrographic Provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcan.*, t. XX, 1959.
- Lorenzo C. Lo stato attuale dei vulcani attivi del centro-sud del Chile. *Ann. osser. Vesuviano*, 4, 1962.
- Lorenzo C. Der Vulkanismus in Chile, Allgemeine Charakterzüge und Übersicht über die vulkanische Tätigkeit in den letzten Jahrhunderten. *Petermanns geogr. Mitt.*, 106, N 2, 1962.
- Lorenzo C. General Characteristics of active Andean volcanoes and summary of their activities during recent centuries. *Bull. Seismol. Soc. America*, 53, N 6, 1963.
- Macdonald G., Takashi K. Eruption of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915: example of mixed magmas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, N 5, 1965.
- Menard H. W. Marine geology of the Pacific. New York — London, 1964.
- Murai J. Pyroclastic flow deposits on various volcanoes. *Japan Bull. volcan.*, t. XXXVI, 1963.
- Oliver W., Reginald B. The geology of the Kermadec Islands. *Trans. and Proc. Roy. Soc.*, N 7. Inst., 43, 1910.
- Peck D. L., Griggs A. B., Schlicker H. G., Wells F. G., Dole H. M. Geology of the central and northern parts of western Cascade in Oregon. *Geol. surv. Profes. Paper*, N 449, 1964.
- Perret F. A. Notes on the volcanism of the West Indies. Proc. 8th Amer. sci. congr., v. 4, 1942.
- Rittmann A. Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. *Bull. Volcan.*, t. XIV, 1953.
- Reed F. R. C. Geology of the British Empire. London, 1949.
- Shor G. Structure of the Aleutian ridge, Aleutian trench and Bering Sea. *Trans. Amer. geophys. Union*, 46, N 1, 1965.

- Smith J. D. Diastrophic evolution of western Papua and New Guinea. University of Tasmania. Hobart, 1964.
- The geological development of the Japanese islands, 1965.
- Thomson J. A. Volcanoes of the New Zealand-Tonga volcanic zone. N. Z. J. Sci., Tech., v. 8, 1926.
- Thompson B. N. Quaternary volcanism of the Central volcanic region. N. Z. J. Geol. and geophys., v. 7, N 1, 1964.
- Vening Meinesz F. The Earth's crust and mantle. Developments in solid Earth geophysics. I. Amsterdam — London — New York, 1964.
- Weeks L. G. Geological architecture of Circum — Pacific. Bull. Amer. assoc. petrol. geol., v. 43, N 2, 1959.
- Westerveld J. Quaternary volcanism of Sumatra. Bull. geol. soc. Amer., 63, N 6, 1952.
- Westerveld J. Eruption of acid pumice tuffs and related phenomena along the Great sumatran fault trough system. Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., Pacific Sci. Association, v. II, 1953.
- Williams H., Mc. Birney A. R., Dengo G. Geological reconnaissance of southeastern Guatemala. University of California publication in geol. sci., v. 50, 1964.
- Yagi K., Kawano J., Aoki K. Types of Quaternary volcanic activity in Northeastern Japan. Bull. volcan., t. XXVI, 1963.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
10 июня 1966 г.

Yu. M. PUSHCHAROVSKY and R. A. AFREMOVA

ON THE STRUCTURAL POSITION OF YOUNG VOLCANIC ZONES WITHIN THE CIRCUM — PACIFIC TECTONIC BELT

35 Pliocene-Quaternary volcanic zones are described which occur within the circum-Pacific tectonic belt. A comparison is made between the volcanic zones of the island ridges and those of the mainland areas, and the zones located close to the Pacific Ocean floor are distinguished from those far from it. The greater number of the volcanic zones is situated within the Cenozoic circum-Pacific tectonic ring. The volcanic activity is associated there with recent geanticline zones (island ridges). It may occur also either in marginal areas of this ring, their structure being greatly reworked by the Recent geosyncline-making process (the Andes), or in the suture systems which separate the Cenozoic tectonic ring from more ancient tectonic areas. Major volcanic zones are confined, therefore, to the areas where the young tectonic movements are of a particularly great contrast. The above mentioned permits the young volcanic activity and recent structures to be ascribed to one cause that appears to be the effect of the collision of deep-seated heterogeneous masses of enormous volumes.

Fault systems which control the volcanic zones frequently cut more ancient structural features. A direct relationship between the young volcanic activity and various young graben-like forms is found to exist in most cases.

The data on compositional changes of the volcanic activity in relation to its tectonic position are summarized.

Geological Institute
The Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.240(265/266)

Я. А. ДРАНОВСКИЙ**СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ТИХООКЕАНСКОГО
БАССЕЙНА**

Наиболее активная современная геосинклинальная деятельность отмечается на территории Тихоокеанского складчатого кольца.

В северной, западной и южной частях Тихого океана выделяются системы островных дуг и связанные с ними глубоководные желоба и краевые моря, которые в настоящее время обнаруживают высокую тектоническую подвижность, присущую геосинклиналям.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Для островных дуг типичны: дугообразная (редко прямолинейная) форма островов и островных гирлянд; наличие с выпуклых сторон узких глубоководных желобов и зон гравитационных минимумов; высокая сейсмичность с проявлением поверхностных промежуточных и глубоководных землетрясений, гипоцентры которых сосредоточены примерно в одной плоскости, погруженной под островную гирлянду; активный вулканизм во внутренней, реже внешней дуге. Исходным материалом для описания геологического строения дуг послужили сводки и статьи советских и зарубежных геологов. В наибольшей мере использовались работы Ю. М. Пушаровского (1963), Ю. М. Пушаровского и Р. А. Афремовой (1965), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965), В. А. Швольмана (1964), И. В. Архипова (1964), В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960), Б. А. Петрушевского (1964), Р. ван Беммелена (1957), Г. Штилле (1964_{1, 2, 3}), Б. Вуда и др. (1963), сборники «Островные дуги» (1952), «Геология и минеральные ресурсы Японии» (1961) и многие другие, указанные в списке литературы.

Геологическая характеристика глубоководных желобов и краевых морей дана по статьям П. Л. Безрукова (1955, 1957, 1962), П. Л. Безрукова и др. (1961, 1962), Г. Б. Удинцева (1955, 1957, 1958, 1962₂), Д. Е. Гершановича (1960, 1962), В. П. Петелина (1960) и других авторов.

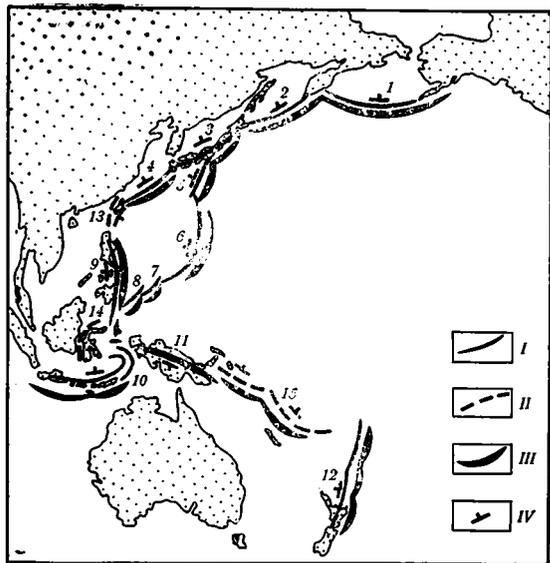
АЛЕУТСКАЯ ДУГА

Наиболее древние породы Алеутских островов представлены валунами метаморфических и интрузивных пород, вулканогенными и интрузивными породами, аргиллитами и граувакками с линзами кремней и известняков, имеющих, по мнению Котса (Coats, 1956), предположительно палеозойский возраст (пермско-каменноугольный, судя по отпечаткам флоры). Котс предполагает также мезозойский возраст вулканитов с прослойками аргиллитов и граувакк Андриановских островов.

Образования третичного возраста известны на всех островах западной части Алеутской дуги и состоят главным образом из вулканогенных пород группы базальтов, реже андезитов, с подчиненным количеством туфопесчаников, морских песчаников, конгломератов, туфогенных слан-

цев. Пеллециподы и криноидеи из песчаников и галечников о-вов Крысьих имеют возраст олигоцен — нижний миоцен, а возможно и олигоцен — плиоцен (Lewis, Nelson, Powers 1960). На о-ве Уналяска (Восточные Алеуты) наиболее древние палеонтологически охарактеризованные отложения — конгломераты, грубые брекчии, пирокластические породы и аргиллиты — имеют нижнемиоценовый или олигон-нижнемиоценовый возраст (Drewes, Fraser and oth., 1961). С позднеэретического времени накапливаются в основном — субаэральные, реже морские, мелководные образования. Базальтовый вулканизм сменяется андезитовым.

Мезозойский (?) и третичный комплексы собраны в складки с углами наклона крыльев 20—10°. Верхнетретичные и четвертичные вулканогенные породы почти не деформированы. Гэйтс и Гибсон считают, что главная фаза орогении, с которой связывается поднятие, складчатость, сбросообразование и внедрение интрузий, проявились в миоцене. Общеизвестна идея, что современная вид Алеутская дуга приобрела в позднеэретическое время.



Островные дуги Тихоокеанского бассейна

I — нормальные островные дуги; *II* — перевернутые островные дуги; *III* — глубоководные желоба; *IV* — падение зоны скальвания (фокальная поверхность). Нормальные островные дуги: *1* — Алеутская, *2* — Курильская, *3* — Японская, *4* — Рюкю, *5* — Бонинская, *6* — Марьянская, *7* — Японская, *8* — Палауская, *9* — Филиппинская, *10* — Банда, *11* — Ново-Гвинейская, *12* — Ново-Зеландская — Кермадек — Тонга. Перевернутые дуги: *13* — Тайканская, *14* — Сулавеси, *15* — Ново-Британская — Ново-Гейбридская

КУРИЛЬСКАЯ ДУГА

Самые древние отложения Курильских островов — верхнемеловые — установлены только на Малой Курильской гряде. Нижняя свита (матакотанская) сложена

эффузивно-пирокластическими породами, верхняя (малокурильская) — туфогенноосадочными. К палеогеновым образованиям Малых Курильских о-вов условно относят сильно дислоцированную вулканогенную толщу, представленную андезитами, базальтами, туфобрекчиями, туфами, туфогенными песчаниками. На Больших Курильских островах выделяются верхнеолигоценные отложения: на севере — осадочно-вулканогенные, на юге — в основном вулканогенные с кремнистыми породами. Неогеновые образования развиты только в пределах Большой Курильской дуги. Они сложены эффузивными и туфогенными породами среднего и основного состава (нижний миоцен), туфобрекчиями, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами, диатомитами, туфами с остатками морской фауны и флоры (средний миоцен), вулканогенными, в меньшей степени туфогенно-осадочными породами (верхний миоцен — плиоцен). Четвертичные осадочно-вулканогенные породы распространены, в основном, на Больших Курильских о-вах и незначительно — на Малых Курильских о-вах. Суммарная мощность разреза от 3000—4000 м (Горячев, 1960) до 10 000 м (Прялухина, 1963).

В структуре Курильских о-вов выделяются два параллельных поднятия Большой и Малой дуг, обращенных выпуклой стороной к океану. Между внешней Малой и внутренней Большой дугами расположен:

Центральный синклинальный прогиб. Углы падения пород уменьшаются вверх по разрезу от 40'—55° в верхнеолигоценовых-нижнемиоценовых породах (о-ва Уруп, Парамушир), до 2—3° в четвертичных отложениях.

В истории развития Курильских о-вов выделяют несколько этапов. Предполагают, что в палеозое на месте Курильской гряды развивалась геосинклиналь, а с триаса до верхнего мела эта территория являлась областью герцинской складчатости. Кайнозойская геосинклиналь на территории Курильских о-вов заложилась в верхнемеловое время. По мнению А. В. Горячева (1960), формирование Курильской дуги в современном виде произошло в четвертичном периоде.

БОНИНСКАЯ, МАРИАНСКАЯ, ЯПСКАЯ, ПАЛАУСКАЯ ДУГИ

На Бонинских о-вах наиболее древние палеонтологически охарактеризованные отложения — олигоценовые литотамниевые и нуммулитовые известняки. Стратиграфически выше залегают андезиты, агломераты, туфы. Серпентинизированные перидотиты о-ва Ототосима, по мнению Хесса, связаны с осадочными породами основания и, вероятно, древнее эоценовых известняков о-ва Яп.

Северная группа Марианских о-вов представляет собой потухшие и действующие вулканы, главным образом андезитовые. Южные Марианские о-ва имеют более сложное строение. Наряду с липаритами и андезитами, в основании разреза залегают конгломераты, туфогенные сланцы и песчаники, туфы и известняки эоцена — олигоцена (Tracey, Schlander and oth., 1964; Johnson, 1957, 1964). Дополняют разрез миоценовые и плио-плейстоценовые известняки, туфы, песчаные сланцы, глины с пеплом и современные известняки.

В Япской гряде островов на известняках эоцена несогласно залегают нижнемиоценовые и плиоплейстоценовые отложения. Здесь же описаны обнажения амфиболитов, метаморфических сланцев, лейкократовых гранитов и интрузивных пород офиолитовой формации, слагающих основание.

В Палауской группе островов на о-ве Бабелдаоб в основании разреза отмечены раннетретичные кислые вулканы, перекрытые вулканогенными породами, включающими известняки с эоценовыми фораминиферами, а затем вулканогенно-осадочными породами, лигнитонными плиоценовыми слоями, песчаниками с известняками плиоплейстоцена. Интенсивных складок в осадочных толщах на островах не наблюдается. Вулканические породы образуют, как правило, только внешнюю покрывку структурного хребта, имеющего сложный вулканогенно-осадочный состав.

ЯПОНСКАЯ ДУГА

Острова Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю и другие, более мелкие, составляют внешнюю дугообразную изогнутую в сторону океана гирлянду островов Японии. Простирается дуга северо-восточное. Самый крупный остров Хонсю в средней части рассечен грабеном Фосса-Магна северо-западного простираения, делящим Японию на две части: северо-восточную и юго-западную, геологически отличающиеся друг от друга. Юго-западная Япония сложена, в основном, палеозойскими и мезозойскими породами. Кайнозойские отложения имеют ограниченное распространение. По длинной оси юго-западная Япония пересечена крупным тектоническим нарушением — срединной линией, достигающей по длине 900 км. Срединная линия представляет собой длительно развивавшийся разлом, секущий породы от верхнемеловых до плейстоценовых.

Срединная линия служит также границей между внешней и внутренней зонами юго-западной Японии.

Центральные части внутренней зоны юго-восточной Японии сложены главным образом палеозойскими породами. Мезозойские (триас — мел) породы встречаются лишь на отдельных участках. Близ срединной линии протягивается узкий пояс меловых отложений (прогиб Идзуми). На о-ве Кюсю развиты палеогеновые морские и плиоплейстоценовые вулканогенные образования. Палеозойские породы образуют лежащие и опрокинутые складки, образовавшиеся в результате складчатости досреднетриасового возраста. Кое-где палеозойский комплекс надвинут на породы триаса и юры. Широко распространены интрузии гранитоидов.

Во внешней зоне с севера на юг прослеживаются последовательные, сменяющие друг друга разновозрастные комплексы, отделенные тектоническими линиями.

1. Полоса Нагаторо — кристаллические сланцы и филлиты с офиолитовыми интрузиями.

2. Полоса Титибу — палеозойские породы с узкими клиньями мезозойских отложений, имеющих возраст от триаса до мела; составляет зону палеозойской геосинклинали.

3. Полоса Симанто — зона мезозойской геосинклинали. Она сложена кремнистыми известняками, известняками, вулканогенными породами, песчаниками флишевого типа, глинистыми и шиферными сланцами, достигающими большой мощности.

4. Полоса Накамура — зона кайнозойской геосинклинали с комплексом отложений мела, палеогена и неогена, в которых видную роль играют флишеидные вулканогенно-осадочные породы палеогена и неогена. Породы внешней зоны собраны в сложные изоклинальные и опрокинутые складки и рассечены по простиранию множеством нарушений. При этом отмечается запрокидывание складок полос Титибу и Симанто к юго-востоку, а полосы Накамура — к северо-западу и юго-востоку (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

В северо-восточной Японии преобладают кайнозойские породы, которым резко подчинены дотретичные отложения. Дотретичные массивы северо-восточной Японии, в частности горные области Абукума и Катаками прибрежной восточной Японии, имеют некоторое геологическое сходство с внутренней зоной юго-западной Японии, хотя в общем характер палеозойских отложений и ориентировка складчатых структур различны. Существует мнение, что горные массивы Абукума и Катаками являются продолжением внешней палеозойской зоны юго-западной Японии (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Широко распространены третичные, преимущественно, неогеновые вулканогенно-осадочные отложения.

Юго-западная часть о-ва Хоккайдо примыкает к северо-восточному Хонсю, а остальная его территория геологически связана с Сахалином и Курилами. Осевая часть складчатых гор Хоккайдо сложена палеозойскими метаморфическими породами, составляющими ядро орогенической зоны Хидака. К западу от гор Хидака расположена полоса мощных геосинклинальных осадков юры и мела, к которой приурочена метаморфическая зона с серпентинитами. В западном направлении осадочные отложения последовательно омолаживаются (от палеогеновых до четвертичных).

Ядро структуры хребта Хидака изогнуто и надвинуто на запад (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Роль вулканических образований незначительна. В восточной части Хоккайдо домеловые, меловые и палеогеновые комплексы перекрыты вулканогенной серией неогена. Современные вулканы Хоккайдо и вулканы Курильских о-вов принадлежат к единой вулканической зоне.

ДУГА РЮКЮ

Хензава и Кобаяси (Кропоткин, Шахварстова, 1965) в структуре дуги выделяют три зоны: а) внешнюю (юго-восточную); б) среднюю (о-ва Исигаки, Окинава и др.); в) внутреннюю (цепь вулканических о-вов Ио, Наканосима и др.). Кониси (Konishi, 1963) складчатый комплекс о-ва Окинава группирует в три пояса:

1. Внутренний пояс Мотобу, сложенный известняками, пирокластическими, зеленокаменными и кремнистыми породами с пермской микрофауной; пояс сопоставляется с полосой Титибу о-ва Кюсю;

2. Центральный пояс Кунигами — сланцы, филлиты, песчаники позднемезозойского возраста. Прослеживается до северной части полосы Симанто на о-ве Кюсю;

3. Внешний пояс Симахири — только миоценовые и плиоценовые отложения. Димиоценовое складчатое основание нигде не вскрыто. Этот пояс Кониси (Konishi, 1963) сопоставляет с южной частью полосы Симанто на о-ве Кюсю. П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965) главную геосинклинали дуги Рюкю рассматривают как продолжение внешней кайнозойской зоны Японской дуги, т. е. геосинклинали Накамура. Эти же авторы отмечают распространение во внешней зоне дуги Рюкю эоценовых осадочно-вулканогенных и осадочных угленосных отложений. Вероятно, полоса пород островов дуги Рюкю сливается по простиранию с кайнозойским комплексом геосинклинали Накамура и составляет с последней единую структурную зону.

ТАЙВАНЬСКАЯ ДУГА

Остров Тайвань расположен на стыке островных дуг Рюкю и Филиппинской. Своеобразная форма острова — дуга, обращенная выпуклой стороной к континенту, — являлась причиной, из-за которой Тайвань и сопровождающие его острова не считали островной дугой. Лишь Вильсон видел в Тайване дугу второго порядка, сопрягающую нормальные дуги первого порядка. Биг Чингчанг (Biq Chingchang, 1960) в двойной Тайваньской дуге в направлении от океана к материку выделяет пять основных элементов:

1. «Внутренний» бассейн с океанической стороны острова;

2. Внутренняя вулканическая дуга к востоку от Тайваня, проходящая через о-ва Лутао и Ланшу с действующими и недавно потухшими вулканами; дуга продолжает на север подводное поднятие, тянущееся от Филиппин; к ней приурочены эпицентры землетрясений средних (50—65 км) глубин;

3. Узкая глубоководная (до 4000 м) внутренняя впадина к западу от вулканической дуги, протягивающаяся к Тайваню от северо-западного побережья Лусона (Филиппины);

4. Главная внешняя дуга, занимающая основную часть о-ва Тайвань, возникла в результате геологического развития палеозойской, мезозойской, ранне- и поздне-третичной геосинклиналей. Характеризуется мелкофокусными землетрясениями и отрицательными гравитационными аномалиями. С востока на запад внешняя дуга последовательно расчленяется на элементы второго порядка: а) зону Берегового хребта, сложенную верхнетретичными эвгеосинклиналиными, преимущественно вулканогенными образованиями; б) узкую рифтовую зону между Береговым и Центральным хребтом; в) Центральный хребет с выступами палеозойского метаморфического комплекса; г) зону предгорных холмов, сложенную сильнодислоцированными верхнетретичными отложениями флишеидно-молассового типа.

5. Передовая впадина с маломощными верхнетретичными осадками, располагающаяся в пределах западной прибрежной равнины острова и

частично в Тайваньском проливе. Зона передовой впадины практически асейсмична и характеризуется положительными гравитационными аномалиями.

Характерной чертой тектоники Тайваня являются надвиги, вдоль которых структуры разбиты на чешуи и надвинуты на запад. Исключение составляет рифтовая зона, ограниченная разрывами, круто падающими на запад. На основании геофизических данных Бич Чингчанг выделяет две глубоко падающие в сторону океана зоны скалывания, которые и определяют структуру острова. Происхождение надвигов Тайваня в значительной мере обусловлено смещениями по этим зонам скалывания. Менг Чао Ю (Meng Chao Yi, 1963) считает, что основные тектонические нарушения Тайваня являются северным продолжением Филиппинского сдвига.

ФИЛИППИНСКАЯ ДУГА

Филиппинские о-ва группируются в две дуги: внутреннюю и внешнюю. К внешней относятся: почти весь о-в Лусон, о-ва Самар, Катандуанес, Лейте, северо-восточная часть Минданао. Внутреннюю дугу составляют о-ва Миндоро, Панай, Негрос, Себу, Бохоль, юго-западная часть о-ва Минданао и др. Несколько к западу расположены о-ва Палаван, Балабак и другие, определяющие положение наиболее стабильных участков внутренней зоны архипелага.

Самые древние породы, образующие складчатое основание (комплекс интрузивных, метаморфических, осадочно-вулканогенных пород) имеют дотретичный возраст. Во внешней дуге ядра структур, сложенные породами кремнисто-вулканогенной формации верхнего мела и палеогена, окаймлены толщей третичных отложений, представленных всеми ярусами, кроме палеоцена. На основании имеющихся данных (ван Бемеллен, 1957; Госон, 1961; Фрозлих, 1962; Швольман, 1964), третичные отложения образуют здесь угленосную, морскую терригенную и вулканогенную формации, а во впадине Кагаян также миоценовую флишеподобную толщу чередующихся граувакк и песчаников. На островах внутренней дуги известны наиболее древние породы архипелага — юрские и меловые сланцы, песчаники, известняки и филлиты на о-вах Миндоро Себу. Недавно в конгломератах миоцена — плиоцена о-ва Миндоро были обнаружены кораллы среднего — верхнего карбона. Третичные отложения, в основном карбонатно-терригенные, имеют значительно меньшую мощность, чем на востоке архипелага.

Тектоника Филиппинских о-вов весьма сложна. Почти через весь архипелаг, от о-ва Минданао до о-ва Лусон, на расстоянии почти 1200 км прослеживается Филиппинский разлом. Вдоль разлома и к востоку от него во внешней дуге третичные отложения собраны в линейные, часто запрокинутые к востоку складки, сопровождаемые системой наклонных сбросов и надвигов. Во внутренней зоне преобладают относительно пологие блоковые структуры. Крупные острова представляют собой антиклинории. Современная структура архипелага создана в плиоплейстоцене (Швольман, 1964).

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ ИНДОНЕЗИИ

Самые древние породы Индонезийского архипелага — нижнедевонские — установлены на о-ве Борнео. Пермско-каменноугольные кремнисто-вулканогенные отложения широко распространены на о-вах Борнео, Суматра, пермские терригенно-туфогенные и карбонатные — на островах, составляющих внешнюю гирлянду двойной дуги Банда (Тимор, Сумба, Мисол и др.).

Мезозойские образования сравнительно хорошо изучены на Борнео, Целебесе, Тиморе, Цераме и других островах архипелага. На западе о-ва Борнео выделены флишевая и вулканогенная формации триаса, которые совместно с пермско-каменноугольной кремнисто-вулканогенной формацией смяты в единый складчатый комплекс. Триасовый терригенный флиш распространен также на Сулавеси, Тиморе, Мисоле, Амбоне. На о-ве Церам флиш туфогенно-терригенный и имеет юрский возраст.

Юрско-меловые осадки на о-вах Суматра, Ява, Борнео представлены кремнисто-вулканогенными комплексами, а на Мисоле, Тиморе — кремнисто-карбонатными. На о-ве Сулавеси в меловое время накапливались осадочно-вулканогенные (запад), терригенные (юг) и карбонатно-терригенные (восток) толщи. Третичные отложения известны почти на всех островах Индонезии. Преобладают морские осадки, хотя значительное распространение, особенно в неогене, имеют и континентальные комплексы. В третичное время возобновляется интенсивная вулканическая деятельность. Вулканогенный обломочный материал часто перемешан с терригенным или образует самостоятельные горизонты. В структуре Индонезийского архипелага выделяют две зоны: внутреннюю область завершенной мезозойской складчатости, охватывающую территорию западного и центрального Борнео и северо-восточной Суматры: внешнюю — область кайнозойского геосинклинального развития. Таким образом, стабильному положению мезозойской противостоит молодая контрастная морфология внешней зоны с ее линейными дугообразными формами (двойная дуга Банда, Сулавеси), высокой сейсмичностью и активным проявлением вулканизма. В современном виде островные дуги и глубоководные желоба Индонезии оформились в плиоценовое время.

НОВАЯ ГВИНЕЯ

Складчатое основание образовано здесь метаморфическим комплексом, имеющим, вероятно, палеозойский возраст. Фаунистически охарактеризованные палеозойские породы — верхнесилурийские известняки, девонские, каменноугольные и пермские глинистые сланцы, песчаники и известняки — сосредоточены в основном на западе Новой Гвинеи, и лишь небольшой мощности пермские осадки наблюдаются в восточных районах. Юрские и меловые образования представлены карбонатно-терригенными, главным образом глинистыми отложениями. Местами встречаются кремнистые и вулканические породы. В палеогене (эоцене и олигоцене) накопились маломощные толщи известняков, аргиллитов, песчаников и туфов. Неогеновые отложения, выделенные преимущественно в крупных прогибах, в большинстве районов на подстилающих комплексах залегают трансгрессивно. Среди миоценовых отложений преобладают карбонатно-терригенные и вулканогенные (особенно в Южном прогибе). В плиоцене формировались мелководные морские и континентальные толщи.

Крупные структурные единицы острова ориентированы в субширотном направлении. С юга на север выделяют: Южный прогиб, Центральный антиклинорий, Северный прогиб, Северный антиклинорий и еще один прогиб, большая часть которого погружена под воды Каролинского моря. Ядерные части антиклинориев сложены, в основном, палеозойскими и мезозойскими породами. Южный и Северный прогибы заполнены неогеновыми отложениями большой мощности. Третичные складки в Северном прогибе опрокинуты к северу, а в Южном (восток Новой Гвинеи) — к югу. Новую Гвинею можно считать островной дугой в такой же степени, как Камчатское звено Курило-Камчатской островной дуги.

ДУГИ ОСТРОВОВ НОВАЯ БРИТАНИЯ, СОЛОМОНОВЫХ, НОВЫЕ ГЕБРИДЫ

Остров Новая Британия представляет собой антиклинорий, в ядре которого выступают дотретичные метаморфические породы. Крылья антиклинория сложены неогеновыми карбонатно-терригенными и плейстоценовыми породами. На севере острова распространены современные лавы. На Соломоновых о-вах дотретичное метаморфическое основание перекрыто толщей миоценовых известняков и базальтов, верхнемиоценовых — плиоценовых известняков, аргиллитов, туфов и современных вулканогенных пород. Есть указания о наличии на о-вах Соломоновых и Новая Британия также отложений олигоцена (Кропоткин, Шахварстова, 1965). На Новых Гебридах, кроме изверженных пород «цокколя», установлены домиоценовые вулканогенные, нижнемиоценовые карбонатные, верхнемиоценовые вулканогенные и плиоценовые вулканогенные и песчано-аргиллитовые породы. Отличительные особенности рассматриваемых островных дуг состоят в том, что они обращены выпуклой стороной к Австралийскому материку, а фокальная поверхность, глубоководные желоба и зоны отрицательных гравиметрических аномалий расположены не с тихоокеанской, как обычно, а с внутренней, приматериковой стороны.

ДУГИ ОСТРОВОВ НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ, КЕРМАДЕК, ТОНГА

К настоящему времени на территории Новой Зеландии выявлен разнообразный по составу комплекс разновозрастных (от докембрийских до современных) пород. Главное поле развития на поверхности докембрийских, палеозойских и мезозойских метаморфических, изверженных и осадочных пород находится на Южном о-ве. Этим древним образованиям резко подчинены здесь кайнозойские отложения. Третичные молассы угленосного и неугленосного типов выполняют неглубокие впадины вдоль побережья и образуют маломощный пологоскладчатый чехол. На Северном о-ве ядерные части антиклинальных структур сложены в основном верхнепалеозойскими — мезозойскими вулканогенно-осадочными породами, окаймленными по периферии третичными отложениями. На востоке острова распространены третичные карбонатно-терригенные (среди миоценовых — и туфогенные) осадки, мощность которых нарастает с юга на север. Третичные толщи собраны в линейные складки, осложненные продольными сбросами и взбросами, особенно в средней и южной частях острова. На западе Северного о-ва и на п-ове Окленд третичные осадки имеют меньшую мощность и состоят из карбонатно-терригенных отложений местами угленосных. В составе эоценового, миоценового, плиоценового и четвертичного комплексов наблюдаются и вулканогенные образования. Для западных и северо-западных районов острова характерна глыбовая, а не линейная, складчатость.

К северу от Новой Зеландии прямолинейную островную дугу большой протяженности составляют о-ва Кермадек и Тонга. На о-вах Тонга складчатое основание перекрыто вулканогенными породами нижнего эоцена, известняками верхнего эоцена — олигоцена, туфами миоцена и известняками плиоцена. Туфогенно-осадочный покров дислоцирован очень слабо. Острова Кермадек сложены, в основном, вулканическими образованиями.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА

Глубоководные желоба, как правило, приурочены к внешним зонам островных дуг или подводных хребтов.

Все желоба узки, сильно вытянуты в длину, имеют крутые склоны (в среднем 5—15°) и плоское дно. Стенки желобов осложнены многочис-

ленными террасами и крутыми, нередко вертикальными, уступами, достигающими высоты многих стен метров (до 1000—1500 м). Дно желобов представляет собой горизонтальную или слабонаклонную ровную поверхность шириной 2—30 км. Желоба «нормальных» островных дуг (т. е. дуг, обращенных выпуклостью к океану) с внешней стороны отделены от океана подводными валами, а с внутренней сопряжены с островными дугами по глубинным зонам скалывания, с которыми связана сейсмическая активность. Сложный рельеф желобов обусловлен тектоническими причинами. Максимальные глубины установлены в Марианском (11 034 м), Тонга (10 882 м), Курило-Камчатском (10 542 м) желобах; минимальные — в желобах Витязь (6150 м), Банда (7440 м), Рюкю (7507 м) (Удинцев, 1962_{1, 3, 4}).

Осадконакопление в глубоководных желобах отличается крайней неравномерностью. В зоне шельфа, несмотря на обильное поступление осадочного материала, мощность осадков незначительна. Это объясняется высокой подвижностью вод, из-за которой осадки повышенной мощности локализуются только в понижениях рельефа. Еще большая неравномерность мощностей обнаруживается на материковом склоне. Достаточно интенсивное отложение осадков происходит на террасах, выемках и замкнутых котловинах, врезанных в стенки склона. Крутые уступы являются областью пониженных темпов или нулевой седиментации. Лишь у подножий уступов образуются аккумулятивные шлейфы большой мощности. На дне желобов отлагаются главным образом алевролитоглинистые и глинистые илы. Мощности донных осадков колеблются от несколько сот метров до 1,5—2 км и достигают иногда 2,5 км (Алеутский желоб) и даже 6—8 км (желоб Пуэрто-Рико в Атлантическом океане).

П. Л. Безруков и В. П. Петелин (1962) по составу донных осадков разделяют глубоководные желоба западной части Тихого океана на две группы: северную, в которую входят Алеутский, Курило-Камчатский и Японский желоба и южную, объединяющую желоба Бонинский, Рюкю, Марианский, Тонга, Кермадек и др.

На склонах желобов северной группы развиты бескарбонатные терригенные, вулканогенные и частично биогенные кремнистые осадки. Распределение осадков, в целом, подчинено гранулометрической зональности. В наиболее детально изученной Курило-Камчатской впадине, по данным П. Л. Безрукова (1955), может быть выделено несколько зон, параллельных простиранию Курильских о-вов и совершенно лишенных осадков. Участки скалистого дна встречаются на любых глубинах. Максимальная глубина нахождения гравийно-галечных осадков достигает 2500 м, а отдельные гальки и валуны рассеяны во всех осадках, вплоть до самых глубоководных. Граница распространения песков опускается до глубин 3000—3200 м, алевролитов — до 4000—5500 м. Глинистые осадки встречаются на любых глубинах, но преобладают на дне желоба. Принципиально такой же характер имеют осадки Алеутского и Японского желобов.

Склоны южных желобов до глубины около 4,5 км покрыты главным образом известковыми осадками (коралловыми и фораминиферовыми илами, известково-глинистыми отложениями) со значительной примесью вулканогенного материала (Безруков, Петелин, 1962).

Особый интерес представляют кремнистые осадки, среди которых преобладают диатомовые водоросли, образующие обломки мелкоалевритовой и алевролитоглинистой размерности. Распространены диатомовые осадки на любых глубинах. Радиоляриевые илы характерны для тропической зоны и отлагаются исключительно на глубинах от 4300—4500 до 6500 м и более. На меньших глубинах радиолярий относительно немного, и они рассеиваются среди известковых осадков. В умеренных и северных широтах радиолярии теряют осадкообразующее значение.

Осадки желобов отличаются резкой изменчивостью мощности и состава как вкрест, так и вдоль простираения структуры. Для большинства разрезов типично ритмично-слоистое строение. Эту важную особенность для желобов Курило-Камчатского, Бонинского, Марианского, Рюкю отмечал П. Л. Безруков (1955, 1957), а для Алеутского — Н. С. Скорнякова (1961). Почти во всех колонках из глубоководных желобов обнаружены признаки переотложения осадков (Петелин, 1960). При всем разнообразии причин и форм поступления осадочного материала главным механизмом непосредственного распределения осадков остаются мутьевые потоки (см. отмеченные выше статьи советских геологов, а также Oulianoff, 1960; Nesteroff, 1962 (1963); Nesteroff, Heezen, 1960; 1962 (1963); Moore, (1961). Скорости мутьевых потоков могут достигать значительных величин — 16 км/час (Houtz, Wellman, 1962). В пределах всех без исключения глубоководных желобов земная кора сильно утонена и представлена океаническим типом.

КРАЕВЫЕ МОРЯ

Краевые моря — Берингово, Охотское, Восточно-Китайское, Японское, Филиппинское, Целебес, Каролинское, Коралловое, Тасманово и др. — в той или иной степени соприкасаются с районами островных дуг и также являются ареной интенсивного современного осадконакопления. Рельеф краевых морей неоднороден и характеризуется чередованием подводных гор и выступов с глубоководными котловинами. Климатическая и вертикальная зональность осадков, отмеченная для желобов, сохраняется и в морях. При некоторой общности в условиях образования и тектонического положения в современной структуре Тихоокеанского пояса краевые моря сохраняют индивидуальные черты, которые выражаются в различном морфотектоническом устройстве, специфике осадконакопления, колебании в темпах и интенсивности проявления современных тектонических движений, вулканизма, сейсмичности.

Согласно схемам тектонического районирования, составленным Л. И. Красным, Ю. Ф. Чемяковым, Г. Б. Удинцевым, Г. М. Власовым, и батиметрическим картам, дно Охотского моря имеет сложное морфологическое и геологическое строение. В его северных и центральных частях выделяется срединный массив, к которому с запада и востока примыкают современные прогибы Дерюгина и Тинро. С юга срединный массив окаймляет четвертичная глубоководная впадина (максимальная глубина 3374 м), сопредельная и с Курильской островной грядой. Вся северная часть Охотского моря занята обширным мелководьем. Здесь, а также вдоль берегов Камчатки и Сахалина, материковая отмель (шельф) имеет максимальную ширину, превышающую 50—100 км. В южной половине (у Курильских островов) отмели очень узки. Плоское дно котловины с юго-востока ограничивается крутыми (до 20—30°) сильнорасчлененными склонами.

Галечно-гравийные и песчаные осадки аккумулируются, в основном, в зоне шельфа. Местами границы распространения галечников и песков опускаются до глубины 1000—1200 м. В центральной части Охотского моря, на склоне подводной возвышенности Академии наук, галечно-гравийные осадки встречены на глубине около 1170 м, а пески на глубинах 1170 и 1240 м (Безруков, 1960). Амплитуды глубин, на которые пески распространены в Охотском море, изменяются в очень широких пределах, уменьшаясь до минимальных величин в отдельных заливах и бухтах, обладающих более спокойным гидродинамическим режимом, возрастая в областях крутых уступов материкового склона, над подводными горами и возвышенностями, а также в проливах, где резко увеличиваются скорости придонных течений (Безруков, 1960).

Алевритовые осадки накапливаются на отмелях ниже песков, а местами и в центральной части моря, достигая глубин 1300—1600 м. В районе Курильских о-вов, на островных отмелях и проливах, соединяющих Охотское море с океаном, алевритовые осадки полностью отсутствуют. Площадь накопления алевритов охватывает среднюю и нижнюю части подводного цоколя островов и частично крайнюю часть дна впадины до глубин 2000—3000 м. На дне котловин Охотского моря преобладают алеврито-глинистые и глинистые кремнистые илы.

Важно отметить, что во всех частях Охотского моря (отмелях, склонах, котловинах, подводных возвышенностях) встречаются самые разнообразные по гранулометрическому и вещественному составу осадки. Распределение осадочного материала, поступающего в Охотское море и возникающего в его водах, регулируется волновыми процессами и сложной системой постоянных и приливно-отливных течений (Безруков, 1960). В сейсмичных южных районах моря на седиментацию влияют и землетрясения, вызывающие сбрасывания оползней и иногда мутьевых потоков.

В Беринговом море выделяется северная мелководная половина и южная глубоководная, разделенная подводным хребтом Шишова (Олюторским) на две части: западную и восточную. Дно южных котловин ровное. Максимальная глубина достигает 4420 м (Удинцев, 1957).

Распределение терригенных, биогенных и вулканогенных осадков подчинено тем же закономерностям, что и в Охотском море. В спокойных мелководных районах моря широкая материковая отмель является главной площадью аккумуляции гравийно-песчаных и алевритовых отложений. В глубоководных южных участках моря у Алеутской островной гряды границы распространения всех гранулометрических фракций опускаются ниже. Здесь же существенное значение имеет и вулканизм, как поставщик обломочного материала. Другие моря Восточной Азии — Японское, Филиппинское, Восточно-Китайское, Каролинское и др. — также имеют сложное строение. Во всех этих морях (кроме Японского) в составе биогенных осадков преобладают карбонаты. Закономерности накопления и распределения осадков во всех краевых морях принципиально не отличаются от рассмотренных выше в Охотском и Беринговом морях.

Большое значение для правильного понимания сущности краевых морей, как современных геосинклиналей, имеют геологические данные о времени их происхождения и предистории. Для большинства морей признается идея о их молодом третичном или четвертичном образовании на месте срединных массивов. История Берингова моря как срединного массива в течение кайнозойского времени принимается М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко (1960), В. Ф. Белым (1963). Признаки поздне третичного возраста Охотского моря отмечали Г. Б. Удинцев (1955, 1957), Г. Л. Линдберг (1956), А. В. Горячев (1960), В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960), Г. П. Вергунов (1964); третичного возраста Японского моря — В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960). Филиппинское, Каролинское, Восточно-Китайское моря рассматриваются (ван Беммелен, 1957), как молодые новообразования, возникшие при погружении бордерлеидов. Море Целебес Кюенен (1952) относит к категории ядерных (нуклеарных) бассейнов, образовавшихся в третичное время за счет опускания срединного массива. Очень молодой возраст имеют моря Коралловое, Тасманово, море Фиджи (Пушаровский и Афромова, 1965). Конфигурация морей и их тыловые позиции относительно примыкающих к ним островных дуг также указывают на сходство со срединными массивами.

Замечательной особенностью большинства морей является установленный факт существования в их пределах земной коры океанического

типа. Крайние мобилисты исчезновение гранитного слоя объясняют растяжением земной коры. Однако многие геологические явления, наблюдаемые в пределах Тихоокеанского пояса и в других районах, не укладываются в рамки теории дрейфа. Сомнительно значительное горизонтальное перемещение восточной части Алеутской дуги, смыкающейся с материковыми сооружениями п-ова Аляски, системы Бонинской, Марианской, Японской, Палаусской дуг. По логике вещей Бонинско-Палаусские дуги должны были бы рассматриваться как отколовшиеся блоки дуг Японской, Рюкю, Филиппинской. Однако геологическое сопоставление внешней, выдвинутой к Тихому океану, и внутренней гирлянд островов отнюдь не способствует утверждению теории дрейфа. Бонинская дуга, более молодая, чем Японская, и наложена на нее под значительным углом. Непонятно также происхождение Северофиджийской впадины в связи с надвиганием Новых Гебрид в сторону Австралийского архипелага. Эта впадина имеет признаки молодого блокового погружения и содержит уцелевшие реликты жесткого массива (о-ва Фиджи). Аналогичным образом следует оценивать и подводную возвышенность Лорд-Хау в северной части Тасманова моря. Трудно объяснить, если признать определяющую роль дрейфа при образовании морей, величина и скорость горизонтального перемещения, которые должны превышать многие сотни и тысячи километров за третичное и поздне третичное время. Самые мощные горизонтальные смещения, доказанные более или менее надежно, измеряются десятками или сотней километров за период. Таков сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии. Идея о миграции дуг должна подразумевать и миграцию желобов. Вообще говоря, перемещение геосинклинальных прогибов — обычный и распространенный процесс в любой геосинклинальной области. Однако миграция современных глубоководных желобов, если она происходит, и геосинклинальных прогибов прошлого по длительности и темпам совершенно не сопоставимы. На наш взгляд, наилучшие шансы на всеобщее признание имеют гипотезы базификации (океанизации) континентальной коры (Белоусов, 1955; Белоусов, Рудич, 1960; Тихомиров, 1958; ван Беммелен, 1957).

ВЫВОДЫ

На основании изложенного и данных, которые не удалось включить в текст из-за небольшого объема настоящей статьи, можно сделать следующие обобщения.

1 Островные дуги, опоясывающие с востока и севера Азиатский и Австралийский материки, имеют различное геологическое строение и историю развития. Все они практически составлены двумя гирляндами островов. Нормальные островные дуги (обращенные выпуклой стороной к океану) Тихоокеанского бассейна сочленяются между собой различным образом. О своеобразном соединении дуг Рюкю и Филиппинской через перевернутую Тайваньскую дугу уже упоминалось выше. Отличительной особенностью перевернутой дуги является ее обращенность выпуклой стороной к материку. Такой, казалось бы, незначительный морфологический признак сопровождается коренными отличиями в геологическом строении дуги. В перевернутой дуге тектонические зоны и последовательность их размещения отличаются от аналогичных зон нормальных дуг тем, что внутренняя зона расположена со стороны океана, а внешняя — с материковой части; фокальная поверхность наклонена в сторону океана, что и определяет надвигание островной дуги не на океаническое ложе, а на материк.

На стыке Курильской и Японской дуг расположен о-в Хоккайдо, а на его северо-западном продолжении о-в Сахалин. Формы крупных разломов, разъединяющих Сахалин на линейные тектонические зоны, местоположение древнего ядра, интрузий, распределение вулканогенно-

осадочных формаций и различных типов складчатости дают указание на то, что в третичное время Сахалин развивался как дуга перевернутого типа с внутренней стороны Охотского массива. Примерно такую же позицию, но по отношению к северному о-ву Новой Зеландии, материку (Австралийскому) и массиву Северофиджийской впадины занимает о-в Новая Каледония, представляющий собой область раннетретичной (олигоценовой) консолидации.

Филиппинскую дугу и дугу Банда Индонезии сочленяет о-в Целебес. Еще Умбгров (1952) обратил внимание на изогнутость о-ва Целебес в сторону Азиатского материка и некоторые специфические черты его строения. Так, офиолитовые интрузии локализованы в восточной части острова, а гранитоиды — в западной. На горизонтальной поверхности эпицентры землетрясений не имеют обычной упорядоченности, обусловленной расположением гипоцентров в какой-то плоскости. Эпицентры мелкофокусных землетрясений находятся между эпицентрами глубокофокусных и промежуточных землетрясений. Необычно соотношение пояса отрицательных аномалий, глубоководной впадины и формы дуги.

Ново-Гвинейскую островную дугу, с одной стороны, и цепочку нормальных дуг Новой Зеландии, Кермадек и Тонга, с другой, соединяет система перевернутых дуг, образованных о-вами Новая Британия, Соломоновыми, Новыми Гебридами. К этим последним дугам нередко прибегают в литературе для демонстрации «аномальных» явлений. Г. Б. Удинцев и П. Л. Безруков не раз ссылались на необычное расположение Бугенвильского и Ново-Гебридского желобов с «внутренней» стороны островных гряд.

Б. А. Петрушевский (1964) упоминает о различном наклоне фокальных поверхностей островных дуг, одних под океан, других под континент. Именно к системе дуг Новой Британии, Соломоновой, Новых Гебрид приурочена зона скалывания с очагами землетрясений, наклоненная в сторону океана, что и обуславливает надвигание дуг не на океан, а в противоположную сторону — к Австралийскому материку. Интересно отметить, что перевернутой дуге, так же как и нормальной, обычно противостоит срединный массив или жесткий блок, как бы подпирающий ее с внутренней стороны.

Морфотектоническое соотношение Японской и Бонинской дуг дает основание говорить о другом типе сопряжения дуг.

Как известно, разломы, ограничивающие Бонинскую дугу, пересекают о-в Хонсю, что выражается в образовании поперечной структуры — грабена Фосса-Магна. Цепочка эпицентров землетрясений, прослеженная в Японском море и на Азиатском материке на продолжении Бонинской дуги и Фосса-Магна, указывает на общность тектонических линий, определяющих положение очагов землетрясений этой цепочки и Бонинских о-вов.

Второй тип взаимоотношений дуг характеризует и сочленение Камчатской и Алеутской гирлянд островов. Сложность геологического строения п-ова Камчатский мыс и Командорских о-вов породила осторожность, а подчас и туманность в высказываниях, касающихся этой интересной узловой точки, в которой сходятся Камчатская и Алеутская дуги. Ю. В. Жегалов (1964) Камчатку, Командорские и Алеутские о-ва объединяет на генетической основе, считая, что все эти районы развивались на почве единой крупной геосинклинали. Ю. В. Жегалов не говорит о форме и площади развития геосинклинали, хотя именно это в значительной мере должно прояснить причины диаметрально противоположной направленности и различия в историческом развитии указанных областей. По нашему мнению, Камчатская и Алеутская альпийские геосинклинали обтекали Беринговский срединный массив, игравший роль стабильного ядра. Можно предположить, что в поздне-третичное и четвертичное время, когда тектонические движения на территории

Тихоокеанского кольца достигли небывалого в истории Земли размаха и вызвали обрушение континентальной рамы, заложение окраинных морей и активизацию горообразовательных процессов, разломы, оконтурившие Алеутскую дугу, получили мощный импульс для дальнейшего развития и определенным образом повлияли на некоторые районы Камчатской геосинклинали. Эти разломы обособили и вывели на поверхность Командорские островные блоки, ориентировка которых пересекает простирание складчатых элементов. Северо-западные простирания меловой и третичной (столбовская свита) толщ п-ова Камчатский мыс, заложенные в мелу или еще раньше, в плиоплейстоценовое время, вероятно, были акцентированы благодаря движениям Алеутского направления.

Косвенное влияние разломов Алеутского простирания на территории Камчатки устанавливается при анализе палеогеографической и палеотектонической обстановок. На продолжении Алеут от п-ва Камчатский мыс до р. Воямпольки по крайней мере с низов палеогена развивалась поперечная грабенообразная структура, секущая вытянутые в северо-восточном направлении морфотектонические элементы Камчатки. В современном тектоническом плане Камчатки поперечная система также выражена весьма показательно тем, что Алеутские разломы через поперечную зону прослеживаются на материковой части Азии, где они отражены в тектонической структуре мезозойд.

Своеобразное кулисное зацепление и симметричные стыки отличают соотношение Палаусской, Япской, Марианской, Бонинской дуг.

Проблема взаимоотношений между собой островных дуг, связанных исторически с дугообразными разломами и жесткими массивами, совершенно не изучена и должна стать темой специальных исследований.

2. Осадконакопление в районах современных геосинклиналией в целом подчиняется климатической и вертикальной зональности. В северных широтах отлагаются терригенно-кремнистые осадки, в южных — терригенно-карбонатные. Вулканогенные осадки распространены повсеместно. Карбонатное осадконакопление ограничивается глубинами до 4500 м. Радиоляриевые илы характерны только для океанических глубин. Гранулометрический признак размещения осадков сохраняется лишь в самом общем виде. Распространение гравийно-галечниковых отложений на глубинах до 2500 м, а песков — до 3000 м с лишним противоречит сложившемуся мнению об обязательной мелководности этих отложений.

Так что, строго говоря, литолого-минералогический критерий глубинности не подтверждается. Тектоническая подвижность, подводный рельеф, сейсмичность, крутизна склонов, от которых зависят условия удержания или соскальзывания грунтов, динамика вод и прочее вносят свои коррективы и способствуют возникновению сложных псевдополифашиальных комплексов, не укладывающихся в привычные понятия геологов.

3. В мелководных тектонически устойчивых районах окраинных морей Азии гравийно-песчаные и алевроитовые осадки накапливаются в основном в зоне шельфа. В глубоководных желобах и глубоких крутосклонных котловинах морей, отличающихся высокой подвижностью вод, границы распространения гравийно-алевритовых отложений смещаются до значительных глубин.

4. Тектонически наиболее активные области расположены во внешних зонах островных дуг и глубоководных желобов, к которым приурочены эпицентры мелкофокусных землетрясений. Именно благодаря высокой подвижности поверхностного слоя земной коры во внешних зонах происходит интенсивная абразия суши и континентальных склонов, развитие оползней и, как их следствие, — мутьевых потоков, способствующих накоплению ритмично-слоистых толщ. Во внутренних зонах

островных дуг и краевых морях гипоцентры землетрясений находятся на значительной глубине, что и определяет более спокойную сейсмическую обстановку. Высокая скорость осадконакопления здесь (особенно в морях) обусловлена приближенностью и размерами областей питания. Решающее значение для осадконакопления, наряду с вулканической деятельностью и волновой абразией, приобретает твердый речной сток.

5. Обнаруженные на различных глубинах участки обнаженного дна с зонами нулевой седиментации свидетельствует о перерывах в отложении осадков, не связанных с региональными тектоническими движениями и фазами складчатости.

6. Земная кора, претерпевающая постоянные изменения, подвергается и океанизации, и «гранитизации». Бассейны, которые в результате опускания и океанизации лишились гранитного слоя, в процессе поступательного развития в стадии вздымания должны снова обрести его, но уже в новом качестве.

Литература

- Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. Изд-во «Наука», 1964.
- Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океаногр. АН СССР, XII, 1955.
- Безруков П. Л. Об осадках глубоководных океанических впадин Идзу-Бонинской, Марианской и Рю-Кю. Докл. АН СССР, том. 114, № 2, 1957.
- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. В кн. «Геологические исследования в Дальневосточных морях», 1960.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. В кн. «Морская геология и динамика берегов». Тр. Океанограф. комисс. АН СССР, т. X, вып. 3, 1962.
- Безруков П. Л., Петелина В. П. Донные осадки глубоководных желобов западной части Тихого океана. В кн. «Морские берега и динамика берегов». Тр. Океанограф. комисс. АН СССР, т. X, вып. 3, 1962.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1955.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Беммелен Р. ван. Геология Индонезии. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии). «Мат-лы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР», вып. 16, 1963. Магадан.
- Богйдаева М. В., Латвеевко В. Г. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Востока СССР). Тр. ВНИИ 1, т. XVII, 1960, Магадан.
- Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным сейсм. зондирования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1961.
- Вергунов Г. П. Основные черты геологии и металлогении южной части Курильского архипелага. В кн. «Материалы к первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Приморское книжное изд-во, Владивосток, 1960.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Гершанович Д. Е. Современные шельфовые отложения краевых морей Северо-Восточной Азии. В кн. «Морская геология». Изд-во АН СССР, 1960.
- Гершанович Д. Е. Новые данные о современных отложениях Берингова моря. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та морск. рыбного хозяйства и океанографии, вып. 46, 1962.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. Сов. геология, № 10, 1960.
- Горячев А. В. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. Статья I. Булл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. X (1), 1965.

- Госон Б. М. Геология Филиппинских островов. «Инженер-нефтяник», вып. 1—3, 1961.
- Жегалов Ю. В. Геология СССР: Т. 31, 1964.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Наука», 1965.
- Кюенен Ф. Г. Индонезийские глубоководные депрессии. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит., 1952.
- Линдберг Г. У. К четвертичной истории дальневосточных морей. Докл. АН СССР, № 3, № 2, 1956.
- Петелин В. П. О донных осадках западной части Тихого океана. В сб. «Океанологические исследования», Изд-во АН СССР, № 2, 1960.
- Петрушевский Б. А. К проблеме Тихоокеанского подвижного кольца. Сов. геология, № 3, 1964.
- Прялухина А. Ф. Особенности геологического строения Курильских островов (Автореф. доклада, прочитанного 19.III.1963). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, № 4, 1963.
- Пушаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. В кн. «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца». Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Изд-во «Наука», 1965.
- Скорнякова Н. С. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана. В кн. «Океанологические исследования «Витязя» в северной части Тихого океана по программе международного геофизического года». Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. XV, 1961.
- Сысоев Н. Н., Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М. Сейсмоакустические исследования дна океана и вопросы тектоники. Океанология, № 2, 1961.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природа гранитов. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 8, 1958.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океаногр. АН СССР, т. XII, 1955.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океаногр., т. XXII, 1957.
- Удинцев Г. Б. Направление и основные задачи исследований рельефа дна Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. В кн. «Океанологические исследования северо-западной части Тихого океана». Тр. Океанографич. комисс. АН СССР, т. 3, 1958.
- Удинцев Г. Б. Изучение подводного рельефа. В сб. «Океанологические исследования», № 7, 1962.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология Сев.-Зап. части Тихого океана. «Сб. докл. на 2 пленуме комис. по рыбохоз. исслед. зап. части Тихого океана». Пищепромиздат, М., 1962.
- Удинцев Г. Б. Новые данные о рельефе глубоководных желобов западной части Тихого океана. В кн. «Морская геология и динамика берегов». Тр. Океанограф. комисс. АН СССР, т. X, вып. 3, 1962.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна океанов и вопросы тектоники. В кн. «Морская геология и динамика берегов». Тр. Океаногр. комисс. АН СССР, т. X, вып. 3, 1962.
- Умбгров Дж. Островные дуги. В кн. «Островные дуги», Изд-во иностр. лит., 1952.
- Фроэлих А. Д. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Филиппин. Изд-во ИТЭИнефтегаз. М., 1962.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. В кн. «Островные дуги», Изд-во иностр. лит., 1952.
- Швольман В. А. Тектоника Филиппинского архипелага. В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». Изд-во «Наука», 1964.
- Штилле Г. Избранные труды. Тектоническое развитие островного мира Неоавстралии. Изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Индокитайского полуострова и островов юго-востока Азии. В кн. «Г. Штилле. Избранные труды». Изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Некоторые данные и соображения о Мировых океанах и обрамляющих их районах. В кн. «Г. Штилле. Избранные труды». Изд-во «Мир», 1964.
- Big Chingchang. Circumpacific tectonics in Taiwan. Rept. 21th ses. Internat. Geol. Congr. 1960. Part 18, Copenhagen, 1960.
- Coats R. R. Geology of Northern Adak Island, Alaska. Geol. sur. Bull. 1028-C, 1956.
- Coats R. R. Geologie Reconnaissance of Semisopchnoi Island Western Aleutian Islands, Alaska. Geol. Sur. Bull. 1028-O, 1959.
- Dietz R. S. Marine Geology of Northwestern Pacific: discription of Japanese bathymetric chart 6901. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, 1954.
- Drewes H., Fraser G. D. and oth. Geology of Unalaska Island and Adjacent Insular Shelf, Aleutian Islands, Alaska. Geol. Sur. Bull. 1028-S, 1961.
- Easton W. H., Melendres M. M. First Paleozoic fossil from Philippine archipelago. Bull. Amer. Ass. of Petrol. Geologists, v. 47, N 10, 1963.

- Hamilton Edwin L. Ocean basin ages and amounts of original sediments. *J. Sediment. Petrol.*, v. 30, N 3, 1960.
- Houtz R. R., Wellman H. W. Turbidity current at Kadavu passage, Fiji. «*Geol. Mag.*», N 1, 1962.
- Johnson J. H. Geology of Saipan Mariana Islands, part 3. *Geol. Sur. Prof. Paper.* 280-E-j, 1957.
- Johnson J. H. Fossil and Recent Calcareous Algae from Guam. *Geol. Sur. Prof. Paper* 403-7, 1964.
- Jordan G. F. Redistribution of sediments in Alaskan bays and inlets. *Geogr. Rev.* v. 52, N 4 1962.
- Konishi K. Premiocene basement complex of Okinawa, and the tectonic belts of the Ryukyu Islands. *Sci. Repts. Kanazawa Univ.* vol. 8, N 2, 1963.
- Lewis R. O., Nelson W. H., Powers H. A. Geology of Rat Island Aleutian Islands Alaska. *Geol. Sur. Bull.* 1028-Q, 1960.
- Meng Chao Yi. Wrench fault tectonism in Taiwan and its relations to the petroleum potentialities. *Mineral Res. Devel. Ser.* N 18, 1963.
- Moore D. G. Submarine slumps, *J. Sediment. Petrol.* N 3, 1961.
- Nesteroff W. D. Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité. *Bull. Soc. geol. France*, N 6, 1962 (1963).
- Nesteroff W. D., Heezen B. C. Les dépôts de courants de turbidité, le flysch et leur signification tectonique. *C. r. Acad. sci.*, N 22, 1960.
- Nesteroff W. D., Heezen B. C. Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch. *Rev. geogr. phys. et geol. dynam.* N 2, 1962 (1963).
- Oulianoff N. Probleme du Flysch et geophysique. *Eclogae geol. helv.* N 1, 1960.
- Shepard Francis P. Deepsea sands. 21st Internal Geol. Congr. 1960. Part 23. Copenhagen. 1961.
- Tracey J. I., Schlander S. O. and oth. General Geology of Guam. *Geol. Sur. Prof. Paper* 403-A, 1964.
- Wilson R. A. Geological setting of Brunei, North Borneo and Sarawak. *Mineral Res. Devel Ser.* N 18, 1963.

Камчатская партия ВНИГРИ

Статья поступила
12 июня 1965 г.

Ya. A. DRANOVSKIY

RECENT GEOSYNCLINES OF THE PACIFIC BASIN

Island arc systems and adjacent deep sea trenches and marginal seas are considered as recent geosynclines.

From a short review of island arcs which bound the Asiatic and Australian continents to the east and north, it is evident that these arcs are of different geology and geological history and practically all of them are composed of two festoons of islands and underwater uplifts. Island arcs of two main types are found to occur: the normal, with their convex side facing the Pacific Ocean, and inverted, curved to the continents. The normal island arcs are usually joined with one another by various ways: through the inverted island arcs and by way of crossing (superimposition) of arcs, en échelon engagement, and symmetrical jointing.

The island arcs of both types are generally cofronted, on their inner sides, with median masses. These masses have been submerged, and their location coincides with that of recent marginal seas of the Asiatic and Australian continents.

The deposition in deep sea trenches and marginal seas is controlled by climatic and vertical zoning. Terrigene-siliceous sediments accumulate in the north, and terrigene-calcareous in the south. Volcanic formations have developed everywhere.

The conversion of the properties of the Earth's crust has been noted, which is due to the ocean-making and granitization processes.

Kamchatkian Party, All-Union
Research Institute of Geological
Exploration

УДК 551.24+551.14

М. С. МАРКОВ, И. А. СОЛОВЬЕВА, В. Д. ЧЕХОВИЧ

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И СТАНОВЛЕНИЕ «ГРАНИТНОГО» СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Островные дуги издавна привлекали к себе внимание геологов в связи с тем, что именно в них большинство исследователей видело живущие модели геосинклинальных систем геологического прошлого. Представление об островных дугах как о современных геосинклинальных системах высказывали У. Х. Хоббс (Hobbs, 1914), А. К. Лаусон (Lawson, 1932), А. Д. Архангельский (1943), А. Н. Заварицкий (1946), Н. С. Шатский (1946), М. В. Муратов (1957), Кэй (1955), Г. Г. Хесс (1948), Умбгров (1952), Н. Н. Васильковский (1960), Ю. М. Шейнманн (1964), Ю. М. Пушаровский (1965) и др. Вполне естественно, что все исследователи, считавшие островные дуги Тихоокеанского кольца современными геосинклинальными системами, тем самым однозначно решали вопрос о соотношении океанического и континентального блоков земной коры, говоря о росте последнего за счет вовлечения в геосинклинальный процесс и причленения к материке отдельных участков океана.

Трактовка истории развития и тектонической природы островных дуг была изменена сторонниками гипотезы океанизации, считающими, что зоны с океанической корой в последние периоды истории Земли прогрессивно разрастаются за счет базификации коры континентального типа. С позиций сторонников этой гипотезы островные дуги не являются современными геосинклинальными системами, а представляют собой либо более древние складчатые зоны, на которые накладываются зоны молодого вулканизма, либо негеосинклинальные молодые глыбовые поднятия (Белоусов, Рудич, 1960). Очень часто подтверждение своих построений эти исследователи видят в современном глубинном строении островных дуг (Горячев, 1960, 1962, 1965; Рудич, 1962). Как нам представляется, все имеющиеся в настоящее время материалы геологических и геофизических исследований подтверждают первую из указанных выше точку зрения. В данной статье мы попытались проанализировать эти материалы на примере островных дуг Карибского и Охотского регионов достаточно хорошо изученных геофизически и знакомых авторам.

Особое значение мы придавали решению двух вопросов:

- 1) можно ли с позиции теории геосинклиналей объяснить наблюдаемые различия в геологическом и глубинном строении островных дуг и
- 2) какова при этом роль фактора времени, т. е. зависит ли глубинное строение островных дуг от их геологической истории, — в частности, от длительности развития их как геосинклинальных систем.

При анализе данных мы исходим из предположения, что рассматриваемые структуры представляют собой современные геосинклинальные системы, и пользуемся поэтому соответствующей терминологией.

Переходя далее непосредственно к анализу имеющихся материалов, мы должны только напомнить, что по классификации В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960) рассматриваемые нами островные дуги принадлежат к разным типам: островная дуга Больших Антилл относится к дугам первого типа, а Малых Антилл и Курил — второго.

Современная геосинклиналильная система Больших Антилл охватывает Большие Антильские острова, подводные гряды, на которых они расположены, и сопряженные с ними глубоководные впадины. На севере система Больших Антилл в своей западной части граничит с Багамской плитой, а в восточной — с ложем Атлантического океана. В плане эта геосинклиналильная система состоит из трех веерообразно ориентированных и соединяющихся друг с другом зон геосинклиналильных поднятий, между которыми располагаются современные геосинклиналильные прогибы, соответствующие глубоководным впадинам. На северо-западе протягивается Кубинская геосинклиналильная зона (ветвь), непосредственно граничащая с Багамской плитой. В пределах восточного окончания о-ва Куба к этой зоне под острым углом примыкает геосинклиналильная зона Кайман — Сьерра-Маэстра, под которой понимается весь подводный хребет Кайман с расположенными на нем островами и лежащие на его продолжении горы Сьерра-Маэстра на юге Восточной Кубы. Между указанными зонами располагается Юкатанская глубоководная впадина. К востоку геосинклиналильное поднятие Кубы продолжается в структурах островов Гаити и Пуэрто-Рико. В районе Гаити к нему также под острым углом причленяется зона геосинклиналильного поднятия, охватывающая банку Педро, о-в Ямайка, банку Формигос и южную часть Гаити. Между геосинклиналильными зонами Кайман — Сьерра-Маэстра и Ямайка — юг Гаити лежит глубоководная впадина Бартлетт, а к югу от Гаити — Колумбийская глубоководная впадина.

В строении геосинклиналильной системы Больших Антилл существенное значение имеют два крупных разлома: Кубинский и Бартлеттский (рис. 1). Кубинский разлом расположен вдоль края Багамской плиты. В течение всего мезозоя и кайнозоя он определял существование разных структурно-фациальных зон к северу и югу от него. Это различие достаточно четко прослеживается начиная с юры, когда в северной (миогеосинклиналильной) зоне развивались соленосно-карбонатные формации, а к югу — терригенные и, возможно, вулканогенные (Адамович, Чехович, 1964; Чехович, 1965). Можно предположить, что заложение зоны Бартлеттских разломов произошло еще в верхнем палеозое, о чем свидетельствует расположение на ее юго-западном продолжении, в пределах Гватемалы, пермских ультраосновных интрузий, вытянутых вдоль этих разломов, что очень четко показано Мак Бирнеем (McBirney, 1963).

О наиболее раннем этапе развития геосинклиналильной системы Больших Антилл можно судить лишь по доказанным ниже- и среднеюрским отложениям, развитым на западе Кубинской геосинклинали в провинции Пинар-дель-Рио. Мощная толща (5000—6000 м) терригенных пород нижней — средней юры сменяется вверх по разрезу известняками верхней юры и нижнего мела (мощностью около 1500 м). Происхождение этих терригенных толщ до сих пор является предметом споров. Шухерт (Schuchert, 1935), Бюттерлин (Butterlin, 1956), Фуррасола и К. Худолей (Furrzola-Bermudez, Gudoleu и otros) и др. предполагают существование в нижнем мезозое области суши, располагавшиеся на месте Юкатанской впадины. Однако существование здесь поднятого блока, его опускание и превращение континентальной коры этого блока в океаническую (с мелового периода) кажется маловероятным. Более приемлемым представляется предположение, что Кубинский глубинный разлом, проходивший в основном по границе Багамской плиты и океанического дна, на западе Кубы смещался в область этой плиты, и геосинклиналильный прогиб Больших Антилл в своей западной части располагался на складчатом основании. Об этом в частности свидетельствует затухание и выклинивание к западу геосинклиналильной системы Больших Антилл. Отдельные участки более древних пород

ся прогиб, в котором накапливались карбонатные осадки мощностью до 5000 м. Между этими прогибами существовала узкая шовная зона сочленения с весьма редуцированной мощностью осадков (900 м). Недостаточная изученность этих отложений позволяет разным группам исследователей предполагать существование здесь либо узкого поднятия, разделявшего упомянутые выше прогибы (Furrázola-Bermudez, Judoley y otros, 1964), либо цепочку узких глубоких некомпенсированных желобов (Пушаровский, Книппер, 1967). Возможно, что эти структуры являлись продолжением желоба Пуэрто-Рико и в верхнем мелу и среднем эоцене подверглись интенсивному сжатию. В пользу такого предположения свидетельствует характер гравитационного поля этого района. К южному крылу Кубинского разлома на всем его протяжении приурочена линейная зона относительно пониженных (большой частью отрицательных) аномалий силы тяжести в редукции Буге. Эта особенность может быть объяснена некоторым увеличением мощности земной коры на рассматриваемом участке в результате горизонтального сжатия и создания чешуйчатой структуры зоны.

В предмаастрихтское время в вулканическом прогибе Кубинской ветви происходит складчатость, значительно более интенсивная в шовной зоне, где вдоль глубинных разломов внедрились крупные ультраосновные массивы. С этого момента данная часть геосинклинальной системы Больших Антилл несомненно становится ядром формирующегося геантиклинального поднятия. Южнее, в пределах самого вулканического прогиба, несколько позже внедряются гранитоидные (плагиограниты, диориты) интрузии. В дальнейшем в пределах геантиклинального поднятия формируются вулканогенно-обломочные и терригенно-карбонатные отложения, приуроченные к наложенным впадинам и унаследованным прогибам и слагающие орогенный геантиклинальный комплекс формаций.

В зоне Кайман — Сьерра-Маэстра вулканогенные толщи мощностью 4000—5000 м, характеризующие эвгеосинклинальные условия осадконакопления, непрерывно отлагались вплоть до среднего эоцена. В среднем эоцене происходит так называемая «кубинская» складчатость и внедрение гранитоидных интрузий. Среднеэоценовая складчатость для зоны Кайман — Сьерра-Маэстро была столь же решающей, как и предмаастрихтские движения для Кубинской ветви, и привела к образованию на ее месте геантиклинального поднятия со свойственным ему комплексом терригенно-карбонатных формаций. Следует отметить, что тектонические движения этого же возраста проявились и в Кубинской ветви, и, в особенности, в пределах зоны сочленения вулканического и внешнего карбонатного прогибов. Вне шовной зоны эти движения были весьма слабыми и практически не отразились на смене геологических формаций.

Простирание зоны Кайман — Сьерра-Маэстра тесно связано с простиранием Барлеттских разломов. Последние четко прослеживаются в рельефе дна Карибского моря линейной зоной повышенных глубин. В северной части бассейна разлом выражен в рельефе дна глубоководным желобом (желоб Кайман). Сейсмические данные о глубинном строении земной коры показывают, что в зоне разлома мощность коры сильно уменьшена, в основном за счет «базальтового» слоя, мощность которого под осевой частью желоба не превосходит 3—3,5 км. По современному глубинному строению земной коры зона Барлеттских разломов (общей шириной около 10 км) представляет собой типичную структуру растяжения и ограничивает с юга ветвь Кайман — Сьерра-Маэстра. Неоген-четвертичные разломы вдоль южного фланга Сьерра-Маэстры, сейсмичность этой зоны позволяют говорить о значительной молодости структуры растяжения желоба Кайман по сравнению со впадиной Барлетт в целом.

Восточнее, в центральном и северном Гаити, в месте смыкания Кубинской геосинклинальной зоны с зоной Кайман — Сьерра-Маэстра, наблюдаются некоторые черты строения, свойственные как той, так и другой зоне. Так например, вулканическая деятельность здесь продолжалась до эоцена включительно, несмотря на четко выраженные складчатые движения на границе мела и палеогена.

В зоне Ямайка — южная часть Гаити ядра ранней консолидации представлены, по-видимому, нижнемеловыми метаморфизованными вулканогенными породами, на которых залегают преимущественно терригенно-карбонатные (Ямайка) и карбонатные (Гаити) толщи верхнего мела, мощностью около 4000—5000 м. После складчатости конца верхнего мела произошло внедрение ультрабазитов и гранитоидов (Butterlin, 1956). Однако наиболее интенсивная складчатость была на Ямайке в среднем эоцене, а на юге Гаити — в верхнем. Таким образом, развитие отдельных частей геосинклинальной системы Больших Антилл различается как по времени максимальных прогибаний и формирования геосинклинальных зон, так и по типу осадконакопления.

В пределах разновременно образовавшихся зон геосинклинальных поднятий начинают формироваться наложенные прогибы, выполняемые терригенно-карбонатными отложениями кайнозоя. Образование наложенных прогибов в пределах геосинклинальных поднятий четко датирует их возникновение. Так, в Кубинской зоне наложенные прогибы начинали формироваться с конца верхнего мела после премаастрихтской складчатости; в пределах ветви Кайман — Сьерра-Маэстра и в восточной части Больших Антилл наложенные структуры начинали формироваться после среднего эоцена, подчеркивая возникновение зоны геосинклинального поднятия после среднеэоценовой складчатости.

Кроме типичных наложенных впадин в системе Больших Антилл известны унаследованные прогибы, обычно локализованные в синклиниальных зонах либо в местах сочленения геосинклинальных поднятий. В последнем случае эти прогибы являются продолжением по простиранию современных геосинклинальных прогибов, вернее, областями их центриклинального замыкания (прогибы Кауто на Кубе и Энрикильо на Гаити). Существует некоторая разница в структурах более мелких наложенных впадин и унаследованных прогибов, однако состав кайнозойских отложений в них близок.

Таким образом, современная геосинклинальная система Больших Антилл представляется в достаточной мере дифференцированной, что выражается в ее расчленении на зоны геосинклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов и в достаточно длительной истории развития этих структур.

Различия в геологической истории отдельных частей геосинклинальной системы Больших Антилл отразились и в их глубинной структуре, и, прежде всего, в соотношении мощностей и плотностных особенностях отдельных слоев земной коры. Имеющиеся данные сейсмических исследований показывают, что в пределах Кубинской геосинклинальной зоны и ее продолжения в восточной части геосинклинальной системы Больших Антилл в земной коре может быть выделен слой, который мы называем «гранитным». Граничные скорости на его поверхности имеют значения 5,8—6,1 км/сек, мощность слоя вероятно не превышает 10 км. На отдельных более прогнутых участках «гранитный» слой, возможно, выклинивается. Выше по разрезу залегают достаточно плотные, скорее всего вулканогенно-осадочные образования с граничными скоростями 5,0—5,6 км/сек. Мощность их изменяется от нуля до 10 км и максимальна под южным склоном глубоководного желоба Пуэрто-Рико. Граница раздела между этими породами «и гранитным» слоем не везде четкая, и это дает основание предполагать, что формирование «гранитного» слоя происходит за счет уплотнения и метаморфизма нижних частей вулканоген-

но-осадочного комплекса пород. По внутреннему строению земной коры южное продолжение Больших Антилл прослеживается в северной части Малой Антильской гряды и пореге Авес.

Обе остальные геосинклинальные зоны геосинклинальной системы Больших Антилл характеризуются отсутствием «гранитного» слоя. Между рыхлыми осадками и «базальтовым» слоем залегают вулканогенно-осадочные породы с граничными скоростями не выше $5,5 \text{ км/сек}$. При этом ветвь Кайман — Сьерра-Маэстра отличается очень небольшой мощностью этих образований (до $3\text{—}5 \text{ км}$) и более низкими скоростями на их поверхности. В пределах Ямайки — южной части Гаити указанный комплекс пород достигает мощности 10 км и имеет слоистое строение. В верхней части скорости продольных сейсмических волн составляют $4,4\text{—}4,8 \text{ км/сек}$, в нижней — $5,2\text{—}5,5 \text{ км/сек}$. Возможно, отличия в глубинном строении этих геосинклинальных зон от Кубинской обусловлены их более молодым возрастом.

Под всеми тремя ветвями геосинклинальной системы Больших Антилл имеют место глубокие прогибы поверхности Мохоровичича и, соответственно, значительное утолщение земной коры, основную массу которой составляет «базальтовый» слой. Граничные скорости на его поверхности понижены под зонами геосинклинальных поднятий по сравнению с соседними прогибами. Мощность «базальтового» слоя под поднятиями достигает 20 км . Наименьшей мощностью земной коры отличается зона Кайман — Сьерра-Маэстра.

Внутренние глубоководные впадины Юкатанская и Бартлетт (за исключением района желоба Кайман) по своему глубинному строению близки. В их пределах общая мощность земной коры составляет около 10 км , из которых $6\text{—}7 \text{ км}$ приходится на долю «базальтового» слоя. В сравнительно маломощном осадочном чехле основную роль играют плотные образования с граничными скоростями $3,9\text{—}4,6 \text{ км/сек}$.

Вышеприведенные геологические и геофизические данные подтверждают сделанное ранее заключение, что рассматриваемая система Больших Антилл обладает всеми признаками современной геосинклинальной системы: существованием геосинклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов, резкой дифференцированностью земной коры по мощности и внутреннему строению, большими амплитудами рельефа поверхности и глубинных границ раздела.

Особенности глубинного строения земной коры современной геосинклинальной системы Больших Антилл не противоречат представлению о том, что южная часть этой системы (к югу от Кубинского разлома) была заложена на коре океанического типа. Геологические данные подтверждают, как нам кажется, такое мнение. Поскольку наиболее древние метаморфизованные породы скорее всего представляют собой, как указывалось выше, ядра геосинклинальных поднятий, то их нельзя рассматривать как фундамент, на котором заложилась эта геосинклинальная система. Состав осадочных образований метаморфического комплекса позволяет думать, что, возможно, лишь крайняя западная часть и северная миеосинклинальная зона Больших Антилл развивалась на континентальной коре края Багамской плиты. Анализ состава и характера магматических формаций, развитых в данной системе, показывает, что для Кубы, Гаити, Пуэрто-Рико и Виргинских островов характерно накопление мощнейших толщ вулканогенных пород основного и среднего состава, внедрение громадных масс ультрабазитов и отсутствие типичных калиевых гранитов среди других комплексов интрузивных пород. Последнее обстоятельство свидетельствует о преобладании здесь магматических очагов базальтоидного состава и, по-видимому, об отсутствии достаточно мощного «гранитного» слоя. Подобные представления развивал также Доннели (Donnelly, 1964), который на основании анализа геофизических данных считал, что в восточной части Больших Антилл

начальные магматиты верхней юры и нижнего мела непосредственно залегают на несколько видоизмененной коре океанического типа.

На востоке геосинклинальная система Больших Антилл ограничена зоной глубинного тектонического шва в районе Анегадского пролива от второй современной геосинклинальной системы Карибского региона — от системы Малых Антилл. Наличие зоны глубинных разломов четко устанавливается по резкой смене геологических формаций, характеру рельефа дна пролива и полностью подтверждается материалами геофизических исследований.

В зоне сочленения Большой и Малой Антильских дуг аномалии силы тяжести в редукции Фая отрицательны, в отличие от окружающих территорий, и по абсолютной величине достигают 100 и более *миллигал*. Таким образом, характер гравитационного поля хорошо увязывается с морфологическими особенностями зоны — большими глубинами дна, разделяющими островные районы Большой и Малой Антильских дуг. Аномалии Буге, напротив, характеризуются относительно повышенными положительными значениями, что в первом приближении может быть принято как показатель некоторого утонения земной коры в рассматриваемой зоне по сравнению с соседними участками. Об этом же свидетельствуют и данные сейсмических исследований. На рис. 2 представлены три сводные сейсмические разрезы вкрест зоны сочленения Большой и Малой Антильских дуг. Как легко видеть, с приближением к зоне сочленения характер разрезов меняется. Верхние сейсмические горизонты сравнительно круто погружаются, мощность осадочного чехла возрастает. Для рельефа кровли «базальтового» слоя на краях зоны характерны также крайне высокие вертикальные градиенты, что, по-видимому, объясняется существованием здесь крупных глубинных разломов типа сбросов с амплитудой смещения крыльев порядка нескольких километров. Наиболее четко глубинные сбросы прослеживаются на профиле III по обеим сторонам зоны и на профиле II со стороны Малых Антильских островов. Поверхность Мохоровичича в зоне сочленения прослежена только на одном сейсмическом профиле юго-восточнее о-ва Пуэрто-Рико. Согласно данным этого профиля, в осевой части зоны подошва земной коры испытывает крутой подъем, общая мощность коры резко уменьшается за счет ее кристаллической части и, скорее всего, «базальтового» слоя. В остальных частях зоны характер гравитационного поля в редукции Буге можно объяснить только в том случае, если допустить также значительное сокращение мощности кристаллической части коры.

Таким образом, по глубинному строению земной коры зона сочленения обеих геосинклинальных систем аналогична структурам растяжения и сходна с желобом Кайман.

Геосинклинальная система Малых Антилл включает два формирующихся геоантиклинальных поднятия, которым соответствуют две гряды островов — Известняковые и Вулканические Антиллы. Обе гряды располагаются на едином Антильском подводном хребте, но история их геологического развития несколько различна. Для Известняковых Антилл о ней можно судить только со среднего эоцена. С этого времени и до верхнего олигоцена здесь отлагались вулканогенно-осадочные (преимущественно туфогенные) и карбонатные отложения. Начиная с верхнего олигоцена — нижнего миоцена вулканические извержения в этом районе прекратились, и происходило накопление только карбонатных осадков. Тектонические движения мио-плиоцена характеризовались в основном вертикальными блоковыми подвижками, приведшими лишь к небольшим наклонам слоев. Современные структуры Известняковых Антилл в основном сформировались в начале плиоцена.

Во внутренней дуге Вулканических Антилл вулканическая деятельность началась с начала олигоцена и продолжается вплоть до настоящего времени, особенно усилившись с миоцена. Кроме вулканогенных пород

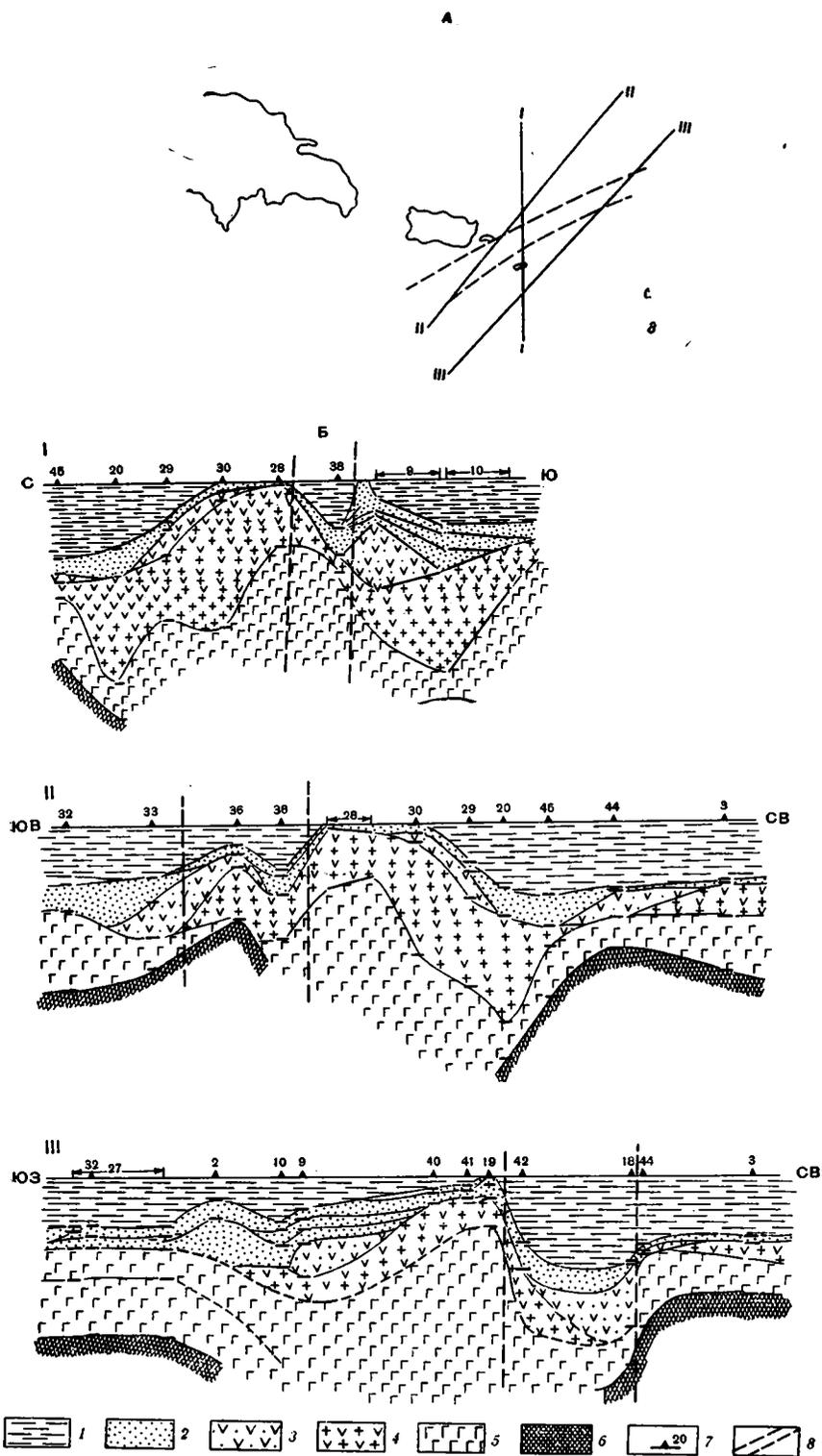


Рис. 2. Сводные сейсмические разрезы вкост зоны сочленения Большой и Малой Антильских дуг.

А — расположение профилей; Б — глубинные сейсмические разрезы. 1 — вода; 2 — рыхлые осадки; 3 — вулканогенно-осадочные породы с граничными скоростями 4,5–5,5 км/сек; 4 — то же «гранитный» слой (с граничными скоростями 5,5–6,2 км/сек); 5 — «базальтовый»; 6 — породы мантии; 7 — проекции сейсмических профилей (по Officir et al., 1959); 8 — зона глубинных разломов

здесь известны также известняки. Мощность олигоцен-миоценовых серий достигает 3000 м. Хорошо выраженные складчатые структуры в пределах Известняковых и Вулканических Антилл отсутствуют.

Проблема фундамента, на котором образовались обнажающиеся сейчас на поверхности кайнозойские отложения, достаточно сложна. Некоторые исследователи (Molengraaff, 1931) считают, что в основании кайнозойских толщ лежат метаморфизованные вулканогенные толщи мела. С другой стороны, Кристмен (Christman, 1950) отрицает существование на Малых Антиллах фундамента мелового возраста. Видимо, геологических данных для однозначного решения этого вопроса явно недостаточно. Однако в области Малых Антилл проведены многочисленные геофизические исследования, позволяющие установить глубинную структуру земной коры и проливающие в некоторой мере свет на эту проблему.

Согласно сейсмическим данным, разрез земной коры отдельных частей Малой Антильской дуги существенно различен. В северной части дуги рыхлые осадочные толщи, мощностью до 3 км, подстилаются слоем пород с граничными скоростями продольных сейсмических волн около 5,0—5,3 км/сек. Мощность этого слоя варьирует в очень широких пределах: от нуля до шести с лишним километров. Ниже залегает «гранитный» слой, характеризующийся граничными скоростями 5,6—6,0 км/сек. Мощность последнего максимальна близ зоны сочленения Большой и Малой дуг и уменьшается вдоль Малой дуги к югу. С приближением к центральной части «гранитный» слой полностью выклинивается (рис. 3). Одновременно изменяется и сейсмическая характеристика перекрывающих его толщ. Граничные скорости на подошве рыхлых осадков уменьшаются до значений 4,0—4,4 км/сек и сохраняют эту величину под всей центральной и южной частями дуги. В центральной части указанный слой имеет мощность не более 5 км и залегает непосредственно на «базальтовом» слое. На юге на отдельных участках в разрезе вновь появляются толщи пород с граничными скоростями 5,0—5,3 км/сек, имеющие спорадическое распространение. Близ побережья Южной Америки последние полностью замещают слой со скоростью 4,0—4,4 км/сек.

Таким образом, вероятно, только в северной части Малых Антилл можно допустить существование мелового фундамента. Сходство сейсмических разрезов и аномального гравитационного поля этого участка с соответствующими характеристиками геосинклинальной системы Больших Антилл позволяет предполагать, что структуры Малой Антильской дуги на севере заложены на более древних (верхнемеловых) структурах Больших Антилл, отчлененных позже от основной части Больших Антилл зоной глубинных разломов. В центральной и южной частях Малых Антилл нет никаких признаков существования метаморфического фундамента. Здесь кайнозойские структуры были заложены, по всей видимости, непосредственно на «базальтовом» слое океанического дна, и их образование сопровождалось утолщением этого слоя, наиболее интенсивным на юге и уменьшающимся в центральной части дуги, а также появлением в основании осадочного чехла достаточно плотных пород.

«Базальтовый» слой под островной дугой Малых Антилл характеризуется крайне низкими значениями граничных скоростей. Их величина не превосходит 6,5 км/сек и в большинстве случаев составляет всего 6,3—6,4 км/сек, а иногда и менее. Наиболее низкие скорости наблюдаются в пределах северной части дуги. В смежных с геоантиклиналями прогибах в непосредственной близости от островного склона кровля «базальтового» слоя характеризуется значительно более высокими скоростями (6,6—6,9 км/сек). Это обстоятельство позволяет предполагать, что формирование геоантиклинальных поднятий островной дуги Малых Антилл сопровождается относительным разуплотнением «базальтового» слоя.

Описанные особенности глубинного строения земной коры Малых Антильских островов в целом плохо согласуются с характером наблюда-

емого здесь гравитационного поля. Для объяснения наблюдаемых изменений величины гравитационных аномалий вдоль дуги приходится предполагать либо очень значительное погружение поверхности Мохоровичича от центральной части дуги к югу, либо уменьшение плотности мантии в этом направлении. Наиболее вероятным представляется тот вариант, когда имеют место оба указанных фактора.

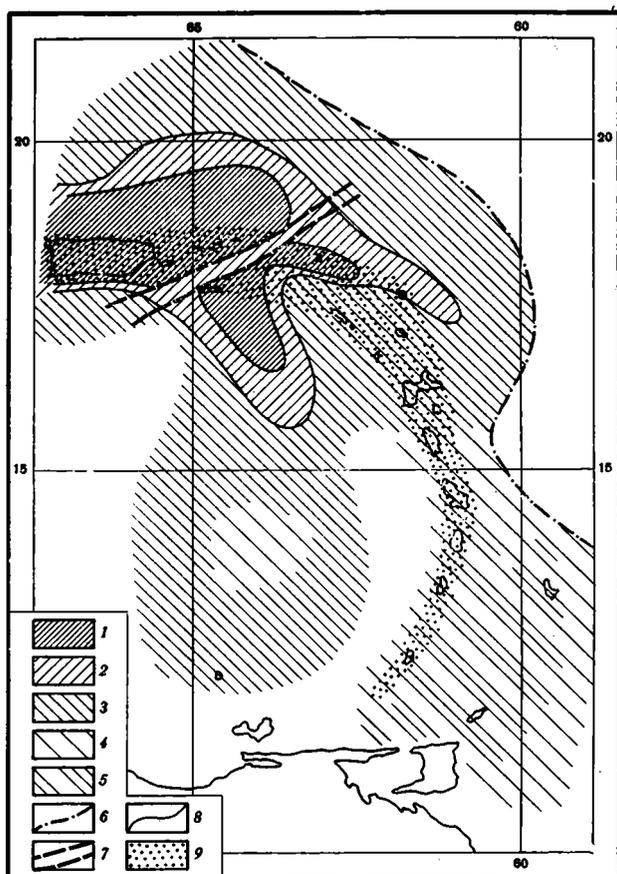


Рис. 3. Схема глубинного строения земной коры Малых и южной части Больших Антилл.

Области распространения: 1, 2 — сейсмического «гранитного» слоя: 1 — мощностью более 5 км, 2 — мощностью менее 5 км; 3—5 — вулканогенно-осадочных пород; 3 — с граничными скоростями 5,0—5,5 км/сек, 4 — с граничными скоростями 4,0—5,0 км/сек, 5 — с граничными скоростями 4,0—5,0 и 5,0—5,5 км/сек (два слоя); 6 — граница распространения вулканогенно-осадочных пород; 7 — зона глубинных разломов; 8 — изолинии мощности «гранитного» слоя; 9 — область пониженных скоростей в «базальтовом» слое и предполагаемого разуплотнения верхней мантии

Особенности глубинного строения земной коры, современный вулканизм, продолжающееся осадконакопление и высокая сейсмическая активность вплоть до глубин около 200 км достаточно убедительно свидетельствуют о принадлежности Малых Антилл к современным геосинклинальным системам. В то же время отсутствие складчатых дислокаций, наложенных впадин и отложений орогенного геосинклинального комплекса позволяет рассматривать эту часть Антильской островной дуги как современную геосинклинальную систему, находящуюся в более ранней стадии развития, чем геосинклинальная система Больших Антилл.

Геосинклинальная система Курил располагается в юго-восточной части Охотского региона и включает в себя Южно-Охотскую впадину, Восточное Хоккайдо, систему Курильских островов и Курильскую часть Курило-Камчатского глубоководного желоба. Северной границей геосинклинальной системы Курил является область меловой складчатости, идущая от Хоккайдо и Сахалина к Западной Камчатке (Карташов, Марков, Соловьева, 1965). В рельефе дна Охотского моря граница между этими двумя зонами выражена крутым уступом (вероятно, приуроченным к крупному разлому) северного борта Южно-Охотской впадины. На юге в районе о-ва Хоккайдо, согласно последним данным японских геологов (Hasegawa et al., 1961), геосинклинальная система Курил торцово сочленяется с зоной меловой складчатости Центрального Хоккайдо, а на севере ее структуры постепенно переходят в молодые складчатые структуры Восточной Камчатки. Границей геосинклинальной системы Курил с Тихим океаном является южный борт глубоководного желоба.

Рассматриваемая система состоит из Южно-Охотской котловины, представляющей собой сложно построенную зону прогибаний, и серий вытянутых параллельно друг другу линейных зон геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов, среди которых выделяются геоантиклинальные поднятия Больших и Малых Курил, Срединно-Курильский геосинклинальный прогиб и геосинклинальный прогиб, охватывающий Курильскую часть глубоководного желоба.

Самой северной структурой геосинклинальной системы Курил является Южно-Охотская впадина, в которой, очевидно, следует различать юго-западную часть, изометричную в плане и переходящую к северу в узкий линейный прогиб, протягивающийся параллельно северной части геоантиклинального поднятия Больших Курил. Дно юго-западной части впадины представляет собой, судя по данным океанологических исследований, плоскую аккумулятивную равнину (Удинцев, 1955). Мощность рыхлых осадков изменяется в отдельных участках Южно-Охотской впадины от 3 до 5,5 км. Как недавно было показано И. П. Карташовым (Карташов, Марков, Соловьева, 1965), формирование основной части толщи рыхлых осадков Южно-Охотской впадины происходило в самом конце кайнозоя, преимущественно в четвертичное время. Осадочная толща залегает, согласно данным сейсмических исследований, непосредственно на «базальтовом» слое земной коры, мощность которого меняется от 4 до 10 км в юго-западной части структуры и от 10 до 15 км в северо-восточной.

На юге Южно-Охотская впадина граничит с геоантиклинальным поднятием Больших Курил, представляющим собой линейно вытянутый хребет, максимальное относительное превышение которого над дном Южно-Охотской впадины достигает 5700 м. Длина этого поднятия равна 1220 км. Оно сложено вулканогенно-осадочными породами преимущественно неогенового возраста, причем наиболее древние толщи неогенового разреза вскрыты в северной и южной частях геоантиклинального поднятия (Дуничев, 1964; Сергеев, 1962; Вергунов, 1964). В среднем его звене, судя по данным Е. К. Мархинина, неогеновые отложения развиты очень ограниченно и представлены наиболее верхними частями разреза. Общая мощность вулканогенно-осадочных образований, согласно геофизическим данным, в северной и южной частях поднятия местами достигает 10 км, заметно уменьшаясь в средней его части. Внутреннее строение геоантиклиналы Больших Курил достаточно простое. Так, например, судя по данным Г. П. Вергунова (1964), остров Итуруп представляет собой антиклиналь с пологими крыльями, осложненную более мелкими складками и нарушенную продольными и поперечными разло-

мами. Аналогичное строение имеют, согласно данным К. Ф. Сергеева (1962), и северные острова Большой Курильской гряды, в частности о-в Парамушир. В целом южный и северный концы поднятия Больших Курил значительно более приподняты по сравнению с центральной частью, где в основании четвертичных вулканов вскрыты лишь самые верхние части неогенового разреза (Мархинин, Стратула, 1964).

На слабо складчатых породах палеогена и неогена залегают практически недислоцированные и часто горизонтально лежащие покровы четвертичных лав, образованием которых, возможно, начинается формирование орогенного геантиклинального комплекса формаций в понимании Н. П. Хераскова (1963).

Таким образом, геантиклинальное поднятие Больших Курил еще не испытало интенсивной складчатости, и на нем, вероятно, только-только начинает формироваться орогенный геантиклинальный комплекс.

По краям геантиклинального поднятия Больших Курил протягиваются крутые уступы в рельефе дна и в рельефе более глубоких сейсмических границ раздела, что позволяет предполагать существование ограничивающих это поднятие крупных глубинных разломов.

Следующим к юго-востоку является геосинклинальный прогиб, который нами был назван Срединно-Курильским (Марков и др., 1967). Он представляет собой линейную структуру, вытянутую параллельно смежным геантиклинальным поднятиям, относительно которых дно прогиба опущено в среднем звене Курил на 3000—4000 м. В северной и южной частях Курил глубины дна в пределах рассматриваемого прогиба заметно убывают, и здесь этот прогиб, судя по данным ГСЗ, почти нацело компенсирован вулканогенно-осадочными образованиями, и рыхлыми осадочными толщами, общая мощность которых достигает 5—7 км на юге и 10—15 км на севере, тогда как в среднем звене она не превышает 2 км.

К юго-востоку от Срединно-Курильского прогиба располагается геантиклинальное поднятие Малых Курил, которое протягивается через п-ов Немуро, острова Малой Курильской гряды и прослеживается далее в виде подводного хребта Витязя. Общая длина его равна 1200—1300 км при ширине 25—30 км. Максимальное превышение этого поднятия над дном расположенного юго-восточнее Курило-Камчатского глубоководного желоба достигает 11700 м. От смежных прогибов это поднятие отделено разрывами, из которых наиболее достоверно установлен разрыв, отграничивающий Мало-Курильское геантиклинальное поднятие от Курило-Камчатского желоба.

Геантиклинальное поднятие Малых Курил на юге сложено верхнемеловыми (матакотанская и малокурильская свита) и континентальными вулканогенными породами, возможно палеогенового возраста, прорванными габброидными интрузиями. Мощность этих образований, судя по сейсмическим данным, убывает от п-ова Немуро к северо-востоку одновременно с уменьшением относительной высоты поднятия. На траверзе пролива Фриза указанные толщи выклиниваются и затем вновь появляются в разрезе только в районе северного звена Курил. Внутреннее строение геантиклинального поднятия Малых Курил можно наблюдать на о-ве Шикотан, где видно, что оно представляет собой очень простую антиклинальную складку, осложненную в ядре пологой синклиналью. На п-ове Немуро на вулканогенных породах мела залегают континентальные и угленосные толщи палеогена, слагающие типичную наложенную структуру — впадину Кусиро. Это, очевидно, свидетельствует о том, что геантиклинальная зона Малых Курил в южной своей части уже к эоцену была сформирована как поднятие.

Следующей и последней структурой Курильской геосинклинальной системы является Курило-Камчатский глубоководный желоб, который

следует рассматривать как геосинклинальный прогиб. Наибольшие глубины этого прогиба (свыше 9000 м) находятся в его южной части. Данные по глубинному сейсмическому зондированию показывают, что комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород как бы «сползает» в желоб по его северному борту и смещает ось желоба в южном направлении. Южный борт практически не компенсирован осадками.

Перечисленные выше основные структуры современной геосинклинальной системы Курил характеризуются специфическими особенностями глубинного строения земной коры.

Южно-Охотская впадина в своей юго-западной изометричной части представляет собой типичный аналог океанических участков, отличаясь от последних только увеличенной мощностью рыхлых осадочных толщ. Линейный геосинклинальный прогиб северо-восточной части впадины имеет мощную «базальтовую» кору, перекрытую вулканогенно-осадочными образованиями, и прослеживается как зона относительного поднятия поверхности Мохоровичича по сравнению с геоантиклиналью Больших Курил.

Располагающаяся южнее Южно-Охотской впадины система линейных геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов характеризуется одной важной особенностью глубинного строения земной коры — в пределах всех входящих в эту систему структур общая мощность коры и мощности отдельных ее слоев уменьшаются вдоль осей структур от их краевых частей к центру (рис. 4). Одновременно наблюдаются некоторые изменения акустических свойств отдельных границ раздела. Так, в зоне геоантиклинального поднятия Больших Курил, согласно данным глубинного сейсмического зондирования, общая мощность земной коры поднятия меняется от 8—10 км в центральной части до 20—25 км на юге и 25—30 км на севере. В земной коре геоантиклинального поднятия Больших Курил отчетливо выделяется «базальтовый» слой, мощность которого в северной части поднятия превышает 15—20 км, в центральной — менее 10 км и в южной — 10—15 км. На «базальтовом» слое располагается слой, выделяемый нами под названием «вулканогенно-осадочного». Как было указано выше, мощность этого слоя возрастает от центральных частей поднятия к его северному и южному концам. В тех же направлениях наблюдается увеличение граничных скоростей продольных сейсмических волн на его поверхности. Так, близ о-ва Урупа рыхлые осадки подстилаются породами с граничной скоростью около 4,3 км/сек, близ о-ва Итурупа — со скоростью 5,0 км/сек и на Восточном Хоккайдо — 5,5 км/сек. Аналогичная картина прослеживается и вдоль поднятия к северо-востоку. Таким образом, в целом упругие характеристики вулканогенно-осадочного слоя как будто бы прямо связаны с его мощностью, однако данные отдельных сейсмических профилей в ряде случаев не подтверждают такого вывода. Возможно, что скорости сейсмических волн в рассматриваемом слое определяются главным образом его вторичными изменениями (уплотнением, метаморфизмом), составом, соотношением в разрезе лав и пирокластических образований. Так, в районе северного звена Курильской островной дуги максимальные скорости на подошве рыхлых осадков наблюдаются близ вулканических очагов и уменьшаются с удалением от последних. Не исключено также, что величины скоростей связаны с возрастом соответствующих вулканогенно-осадочных толщ. Аналогичные изменения граничных скоростей на поверхности вулканогенно-осадочных толщ наблюдаются и вдоль геоантиклинального поднятия Малых Курил. В районе северного звена дуги и на п-ове Немуро они составляют 5,5 км/сек, уменьшаясь к центральной части поднятия одновременно с уменьшением мощности вулканогенно-осадочного слоя. Последний подстилается «базальтовым» слоем, мощность которого в южной части поднятия достигает 20—25 км, в средней не превосходит 10—15 км и в

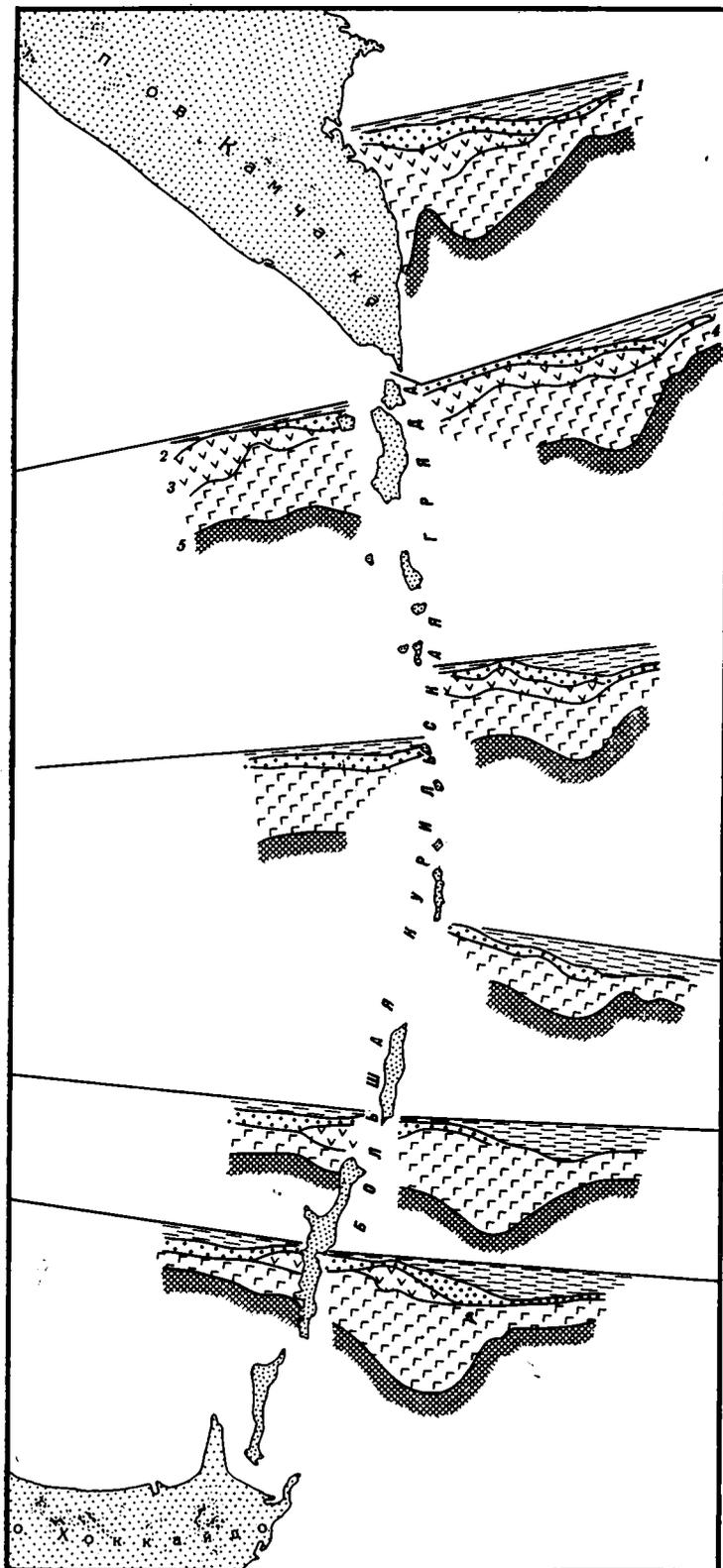


Рис. 4. Сейсмические разрезы земной коры в районе Курильской островной дуги (по П. С. Вейцман)

1 — вода; 2 — рыхлые осадки; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — «базальтовый» слой; 5 — породы мантии

северной составляет около 15—20 км. В центральной части геосинклинального поднятия Малых Курил земная кора имеет наиболее простое строение и минимальна по мощности. От коры океанического типа ее отличает лишь несколько увеличенная мощность «базальтового» слоя и более резкий рельеф глубинных границ раздела.

Занимающие разное структурное положение внутренняя Срединно-Курильский и передовой Курило-Камчатский геосинклинальные прогибы различаются по своему глубинному строению. Для первого характерна сокращенная мощность «базальтового» слоя по сравнению с соседними зонами геосинклинальных поднятий за счет прогиба его кровли и подъема поверхности Мохоровичича.

Главной особенностью глубинного строения Курило-Камчатского желоба является его резкая асимметричность. К северу от оси желоба кора резко увеличена по мощности и имеет более сложное строение; к югу она ничем не отличается от типично океанической коры.

Рассмотренное выше современное строение Курильской геосинклинальной системы по существу признается большинством геологов. Правда, имеются некоторые споры относительно деталей внутреннего строения геосинклинальных поднятий Больших и Малых Курил, связанные, как правило, с условностью возрастной датировки отдельных свит (Вергунов, 1964; Давыдов и др., 1964). Наиболее дискуссионным вопросом оказывается геологическая история упомянутых выше крупных структур. По этому вопросу часто высказываются прямо противоположные и взаимоисключающие точки зрения (Власов, 1961; Горячев, 1962; Рудич, 1962; Марков и др., 1967; и др.).

Рассмотрим вкратце основные черты геологической истории региона. Вполне естественно, что достаточно уверенно мы можем судить лишь о тех этапах развития, отложения и структуры которых доступны непосредственному наблюдению. По отношению к геосинклинальной системе Курил мы, следовательно, можем с известной долей уверенности говорить об ее геологической истории, начиная с верхнего мела.

В верхнем мелу под углом к складчатым структурам Центрального Хоккайдо, по-видимому, возник прогиб, выполненный вулканогенными породами группы Немуро (о-в Хоккайдо), матакотанской и малокурильской свит (о-в Шикотан). Весьма вероятно, что заложение этого прогиба произошло несколько ранее, однако достоверных данных об этом мы не имеем. Следует также иметь в виду, что в настоящее время на п-ове Немуро и о-ве Шикотан вскрыто только северо-западное крыло этой структуры. В начале палеогена рассматриваемая часть Курильской зоны уже оказалась приподнятой и на самом юге ее (п-ов Немуро) накапливались континентальные толщи. Необходимо, однако, отметить, что воздымание геосинклинального поднятия Малых Курил не сопровождалось интенсивной складчатостью, чем эта зона резко отлична от складчатых структур Центрального Хоккайдо. Весьма вероятно, что аналогичный процесс роста поднятия шел и со стороны Камчатки. Дальнейшее развитие Мало-Курильского геосинклинального поднятия не совсем ясно. Постоянно ли оно было поднято над уровнем моря или испытало неоднократные погружения и поднятия — решить трудно. Единственное, о чем можно уверенно говорить — это об устойчивой в общем тенденции к подъему этой структуры и компенсации за счет ее размыва северной и южной частей Срединно-Курильского геосинклинального прогиба.

Аналогичный рост, но датируемый концом палеогена — началом неогена, испытывало и геосинклинальное поднятие Больших Курил. Судя по характеру слагающих эту структуру пород, в неогене поднятие иногда было погружено под уровень моря, в целом сохраняя тенденцию к поднятию, о чем свидетельствует унаследованное развитие структур третичных отложений. Вполне понятно, что время оформления геосинклиналь-

ного поднятия Больших Курил одновременно является и временем образования Срединно-Курильского геосинклинального прогиба и Южно-Охотской впадины в ее современном виде.

Много неясностей существует относительно новейшей истории Курил. Одни исследователи (Мархинин, Стратула, 1964 и другие) считают, что в новейшее время геоантиклинальные структуры зоны Курил сохраняют устойчивую тенденцию к поднятию, а относительно опускание среднего звена Курил объясняется более молодым возрастом и замедленным ростом этих частей геоантиклинальных зон. Другие, в частности А. В. Горячев (1962, 1965), полагают, что в новейшее время структуры Курил испытывают интенсивные прогибания, максимальные в средней части. Доказательства последней точки зрения А. В. Горячев видит в изменении уровней разновозрастных морских террас. Однако, как показали последние исследования Б. Н. Пискунова и Г. И. Худякова, при тщательном прослеживании террас вдоль дуги картина получается прямо обратная, указывающая на большую молодость среднего звена Больших Курил по сравнению с остальными частями. Об этом же, с нашей точки зрения, свидетельствуют выходы в фундаменте четвертичных вулканов на островах среднего звена более молодых по возрасту третичных отложений и некомпенсированность Срединно-Курильского прогиба в его средней части. Доказательством продолжающегося поднятия геоантиклинальных зон служат и данные сейсмологических исследований В. Н. Аверьяновой (Марков и др., 1967), согласно которым в очагах неглубоких подкорковых землетрясений, приуроченных к геоантиклинальным зонам, развиты взбросо-сдвиговые дислокации в отличие от сбросо-сдвигов в очагах смежных геосинклинальных прогибов. При этом сдвиговый компонент первого движения в очаге повсюду ориентирован вдоль осей геоантиклинальных поднятий и направлен от их краевых частей к центру. Таким образом, для северных частей поднятий характерны подвижки на юго-запад, для южных — на северо-восток. В очагах землетрясений центрального звена Курил наблюдаются как те, так и другие направления сдвиговых компонентов. Картина распределения дислокаций в очагах Курильских землетрясений, приуроченных к поверхности Мохоровичича, хорошо согласуется с предположением о продолжающемся поднятии геоантиклинальных зон, наиболее интенсивном в их краевых частях. В случае прогибания этих структур на современном этапе, дислокации в очагах землетрясений должны были бы быть, по-видимому, прямо противоположны.

Наконец, рассматривая геологическую историю Курил, нельзя не остановиться и на проблеме фундамента, на котором произошло заложение этой геосинклинальной системы. В ряде работ, посвященных геологической истории этого региона (Рудич, 1962; Петрушевский, 1964; Горячев, 1965 и др.), говорится о существовании под структурами геосинклинальной системы Курил переработанного герцинского фундамента. Эти выводы, по существу, не обоснованы фактическим материалом и базируются на слишком далеких экстраполяциях. Как показал анализ геологических и геофизических материалов (Карташев, Марков, Соловьева, 1965; Марков и др., 1967), можно утверждать, что более древняя меловая складчатая зона проходит севернее и, следовательно, заложение геосинклинальной системы Курил произошло на коре океанического типа. Отсутствие в этой зоне регенерированного герцинского фундамента доказывается также молодым возрастом метаморфических толщ южных частей Охотского региона (Хоккайдо, Сахалин, Камчатка). Выносы же при извержениях вулканов сильно метаморфизованных пород, на что обычно особенно усиленно ссылаются сторонники противоположной точки зрения, как раз наоборот, могут свидетельствовать о совсем молодых процессах метаморфизма, идущих в нижних частях «вулканогенно-осадочного» и кровле «базальтового» слоев.

Проведенный анализ убедил нас в том, что структуры Курил, Больших и Малых Антилл представляют собой современные геосинклинальные системы, для которых характерна резкая контрастность тектонических движений, резкая расчлененность рельефа дна и всех границ раздела в земной коре, повышенная сейсмичность и большая интенсивность теплового потока, интенсивный вулканизм и накопление типичных геосинклинальных толщ (спилитовые лавы и флишевые толщи), отсутствие типичного «гранитного» слоя. Различия в строении отдельных островных дуг, с нашей точки зрения, объясняются тем, что они находятся на разных стадиях развития, а особенности их глубинного строения хорошо увязываются с этими представлениями. Ниже мы приводим предполагаемую схему развития современных геосинклинальных систем (рис. 5).

Современные геосинклинальные системы островных дуг, как было показано выше, закладываются на коре океанического типа. Процесс этот, судя по геологической истории Курил, начинается образованием глубоководного желоба. Возникновение желоба сопровождается нарастанием мощности «базальтового» слоя в его континентальном крыле, продолжающемся, вероятно, и далее в течение длительного времени. Начало образования желоба и роста «базальтового» слоя обуславливается, скорее всего, заложением глубинного разлома и сопряженной с ним зоны проницаемости, которые и в дальнейшем контролируют развитие геосинклинальной системы. Зона проницаемости, по всей видимости, представляет собой систему оперяющихся глубинный разлом трещин растяжения, локализованную в его всящем крыле (рис. 5, II). Эта стадия развития геосинклинальной системы в пределах изученных нами областей не сохранилась. По-видимому, ближе всего к этой стадии самые молодые по возрасту островные дуги, например, Бонино-Марианская.

Следующей стадией развития геосинклинальной системы является рост геоантиклинальных поднятий. Судя по строению Малых Антилл и Курил, вначале формируется внешнее по отношению к континенту геоантиклинальное поднятие (Малая Курильская гряда и Известняковые Антиллы). Глубинное строение этих зон показывает, что процесс роста

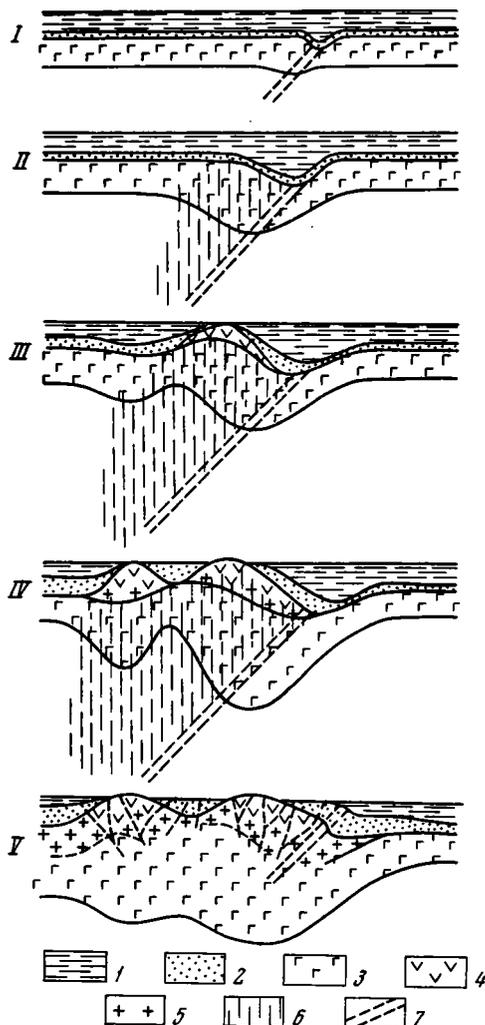


Рис. 5. Принципиальная схема развития геосинклинальной системы островных дуг.

1 — вода; 2 — рыхлые осадки; 3 — «базальтовый» слой; 4 — вулканогенно-осадочные породы; 5 — «гранитный» слой; 6 — зона проницаемости земной коры и верхней мантии; 7 — разломы

таких структур сопровождается утолщением «базальтового» слоя под их осевой частью и появлением прогиба в поверхности Мохоровичича, ось которого смещена от свода поднятия в сторону глубоководного желоба. На утолщенном «базальтовом» слое формируется верхний вулканогенно-осадочный слой, мощность которого постепенно нарастает по мере длительности существования поднятия (рис. 5, III).

Дальнейшее развитие геосинклинали системы островных дуг заключается в росте внутреннего геоантиклинального поднятия (Большая Курильская гряда и Вулканические Антиллы). Под сводом этого поднятия также располагается утолщение «базальтового» слоя, прогиб поверхности Мохоровичича, а на «базальтовом» слое формируются вулканогенно-осадочные толщи. Образование этого поднятия приводит одновременно и к созданию срединного геосинклинали прогиба, сравнительно быстро заполняющегося осадками. Кроме того, рост внутреннего поднятия, очевидно, сопровождается опусканием приконтинентальной впадины, отчлененной от океана островной дугой (Южно-Охотская впадина). Одновременно с развитием зон геоантиклинальных поднятий в нижней части вулканогенно-осадочного слоя, очевидно в результате процессов метоморфизма, формируется сейсмический «гранитный» слой (рис. 5, IV). Последнее отчетливо выявляется из сравнительного анализа глубинного строения среднего звена Курил с северным и южным звеньями, а также южных и северных Малых Антилл.

«Базальтовый» слой под геоантиклинальными поднятиями отличается пониженными скоростями продольных сейсмических волн, что, по-видимому, связано с некоторым разуплотнением его под этими структурами. Согласно сейсмологическим данным, такое же разуплотнение наблюдается и в верхней мантии. Можно предположить, что нарастание мощности «базальтового» слоя под положительными структурами современных геосинклинали систем связано с подъемом из недр верхней мантии Земли наиболее легких компонентов, которые в дальнейшем, в свою очередь, подвергаются дифференциации и образуют, в конечном счете, типичный «базальтовый» слой континентов и нижние части «гранитного» слоя. С зоной разуплотнения совпадает область распространения очагов землетрясений до глубин 200—250 км. Все эти явления, очевидно, характеризуют зону проницаемости.

Дальнейшее развитие геосинклинали системы островной дуги отчетливо выявляется при сравнении ее глубинного строения с глубинным строением более древних и претерпевших складчатость островных дуг (меловая Хоккайдо-Западно-Камчатская складчатая зона, ныне погруженная под воды Охотского моря, рис. 5, V). Здесь мы наблюдаем значительно сглаженный рельеф поверхности Мохоровичича, наличие «гранитного» слоя, превышающего по мощности вулканогенно-осадочный слой современных геосинклинали систем, более высокие скорости на поверхности «базальтового» слоя. Граница Конрада в пределах меловой островной дуги Охотского моря прослеживается нечетко и неповсеместно. Последний факт может свидетельствовать о продолжающейся дифференциации «базальтового» слоя и выделении из него пород со скоростями, близкими к сейсмическому «граниту». В пользу такого предположения говорит, как будто бы, и то обстоятельство, что в пределах меловой островной дуги «базальтовый» слой в целом имеет меньшую мощность, чем в современных геосинклинали системах. В этих зонах в верхних частях земной коры, судя по строению Центрального Хоккайдо, уже созданы складчатые структуры, с развитием надвигов и взбросов. Возможно, что с формированием этих структур сжатия и связано появление в зонах бывших геоантиклинальных поднятий больших масс ультраосновных пород (Книппер, Пуиг-Рифа, 1967).

Таким образом, представление об островных дугах как современных геосинклинали систем, находящихся на разных стадиях развития,

представляется достаточно убедительным. Происходящий в их пределах процесс, по образному выражению Н. А. Штрейса, «порождает „гранитный“ слой земной коры».

Литература

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 1, 1964.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолиздат, 1943.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Васильковский Н. И. К проблеме островных дуг. В кн. «Материалы к I Всесоюз. конфер. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса», вып. 1, Владивосток, 1960.
- Вергунов Г. П. Тектоника и основные черты развития Курильских островов. В кн. «Междунар. геол. конгр. XXII сес., докл. сов. геол., проблема 11». Изд-во «Недра», 1964.
- Власов Г. М. Происхождение геосинклиналей. В кн. «Материалы совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов». Изд. ВНИГРИ, Л., 1961.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. Сов. геология, № 10, 1960.
- Горячев А. В. Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой зоны. Докл. АН СССР, т. 142, № 1, 1962.
- Горячев А. В. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. Статья 1. История колебательных тектонических движений. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 1, 1965.
- Давыдов М. Н., Дуничев В. М., Таболяков А. Я. Новые данные о разрезе неогеновых отложений группы Больших Курильских островов (острова Уруп, Игрупп, Кунашир). В кн. «Проблемы вулканизма (материалы к II Всес. вулканол. совещ.)». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Дуничев В. М. О «зеленых туфах» о-ва Кунашир (Курильские острова). В кн. «Проблемы вулканизма (материалы к II Всес. вулканол. совещ.)». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.
- Карташев И. П., Марков М. С., Соловьева И. А. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тезисы докл. на Дальневост сес. Совета по земной коре и верхней мантии. Южно-Сахалинск, 1965.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническое положение протрузий ультраосновных пород в северо-западной части провинции Ориенте. В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. Л. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Новые данные о вулканах Центральных Курильских островов. В кн. «Тезисы докл. на II Всес. вулканол. совещ.». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Муратов В. М. Проблема происхождения океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 32 (5), 1957.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Пушаровский Ю. М., Книппер А. Л. Тектоническая карта Кубы масштаба 1:1 000 000. В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
- Сергеев К. Ф. Основные черты геологического строения островов Парамушир и Шумшу. Тр. Сахалинского компл. н.-и. ин-та СО АН СССР, вып. 12, 1962.
- Соловьева И. А. О книге «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». Геотектоника, № 2, 1965.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», 1964.
- Удинцев Г. Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955.
- Умбгров Дж. Островные дуги. В кн. «Островные дуги». Изд-во Иностран. лит., 1952.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.

- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. В кн. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит. 1952.
- Чехович В. Д. К тектонике Карибского бассейна. Геотектоника, № 6, 1965.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.
- Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклиальный процесс. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
- Antonie J., Ewing J. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res., v. 68, N 7, 1963.
- Butterlin J. La constitution geologique et la structure des Antilles. Centre National de la Recherche scientifique, 1956.
- Christman R. Geology of Antique and St. Bartholomew Islands. Ph. D. thesis, Princeton Univ., 1950.
- Donnelly T. W. Evolution of eastern Greater Antillean island arc. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolists, v. 48, N 5, 1964.
- Ewing J., Antonie J., Ewing M. Geophysical measurements in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res. v. 65, N 12, 1960.
- Furrazola-Bermudez G., Judoley C. M. y otros. Geologia de Cuba. Editorial Nacional de Cuba, La Habana, 1964.
- Hasegawa K., Takashi T., Matsui K. Explanatory text of the Geological map of Japan, M. 1:50 000. Kamishiybetsu (Abashiri—44). Geol. surv. of Hokkaido, 1961.
- Hobbs W. H. Mechanics of formation of arcuate mountains. J. Geol., v. 22, N 1—3, 1914.
- McBirney. Geology of a part of the central Guatemalan cordillera.—U. Col. Publ. Geol. Sci., v. 38, N 4, 1963.
- Lawson A. C. Insular arcs, foredeeps and geosynclinal seas of the Asiatic coast. Bull. Geol. Soc. America, v. 43, N 2, 1932.
- Molengraaff G. A. De geologie van Nederlandsch West-Indie. Leidsche Geol. Mededeel, 1931.
- Officer C. B., Ewing J. I., Hennion J. F., Harkrider D. G., Miller D. E. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean. Summary of 1955 and 1956 cruises. Phys. Chem. Earth, v. 3, 1959.
- Schuchert Ch. Historical Geology of the Antillean-Caribbean region. John Wiley, Inc., 1935.
- Shurbet G. L., Ewing M. Gravity reconnaissance survey of Puerto-Rico. Bull. Geol. Soc. America, v. 67, N 4, 1956.
- Shurbet G. L., Worzel J. L., Ewing M. Gravity measurements and structure in the Virgin Islands. Bull. Geol. Soc. America, v. 67, N 11, 1956.
- Shurbet G. L., Worzel J. L., Cravity anomalies of the West Indies, pt. III. Bull. Geol. Soc. America, v. 68, N 2, 1957.
- Vinson G. L. Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Guatemala. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 46, N 4, 1962.
- Zidiak E. D. Petrology of Andesitic, spilitic and keratophyric flow rock North-Central Puerto Rico.—Geol. Soc. Am. Bull., v. 76, N 1, 1965.

Геологический институт
АН СССР
Ниилзарубежгеология

Статья поступила
10 мая 1966 г.

M. S. MARKOV, I. A. SOLOVYOVA and V. D. CHEKHOVICH

THE ISLAND ARCS AND THE FORMATION OF THE GRANITIC LAYER IN THE EARTH'S CRUST

The analysis of geological and geophysical information related to the Okhotsk and Caribbean areas leads to a conclusion that the structures of the Kuril, Antilles Greater, and Antilles Lesser islands are recent geosynclinal systems subjected to different stages of evolution. These systems have originated on the ocean-type crust and are connected with the formation of deep-seated faults and permeable zones.

The basaltic layer becomes thicker and relatively less compact, which marks the beginning of the thickening and internal structural changes of the Earth's crust within the recent geosynclinal systems. The granitic layer is forming simultaneously with geanticlinal uplift zones, due to the compaction and metamorphism of the lower part of the volcanic-sedimentary complex, and later probably at the expense of the basaltic layer differentiation.

Geological Institute the Academy
of Sciences of the USSR Moscow

УДК 551.24(234.91)

М. Л. СОМИН, А. А. БЕЛОВ

**К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

В синклинии Южного склона складчатой системы Большого Кавказа наиболее полно выдержан характер формаций, складчатых структур и магматизма, свойственный внутренним зонам крупных складчатых сооружений (мегантуклиниев), расположенных вдоль северного края альпийской геосинклинальной области (Муратов, 1960). Большой интерес представляет рассмотрение доальпийской тектонической истории зоны Южного склона, особенно в связи с постоянно обсуждаемыми в последнее время вопросами о роли цикличности, унаследованности и новообразования в формировании тектонических структур.

Наиболее важным при этом представляется изучение палеозойских отложений, выступающих в Сванетском горст-антиклинории, осложняющем центральную часть синклиния Южного склона. Оно началось с работ Г. П. Агалина, обнаружившего в Сванетии морские отложения нижнего карбона. П. Д. Гамкрелидзе и И. Р. Кахадзе, изучавшие комплекс пород, содержащий нижнекаменноугольные отложения (десскую серию), отметили его литологическое однообразие и довольно тесную связь с нижнеюрскими отложениями. На основании этого названные исследователи, а вслед за ними некоторые другие геологи стали полагать, что возрастной диапазон десской серии весьма значителен и скорее всего отвечает верхнему палеозою-триасу. Строгое обоснование этого положения потребовало дополнительных детальных исследований десской серии. Их результаты превзошли ожидания, так как в названной серии были установлены по палеонтологическим данным не только отложения верхнего триаса, верхней перми, верхов среднего карбона, подтверждено наличие нижнего карбона, но и доказано наличие среднего и верхнего девона (Славин, Сомин, Моргун, 1962; Гамкрелидзе и др., 1963; Белов, Сомин, 1964; Славин, 1964). Вместе с тем в знаниях о стратиграфии доюрских толщ Сванетского поднятия до последнего времени был значительный пробел: отсутствовали прямые доказательства существования здесь нижней части среднего карбона, верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений. Это обстоятельство позволяло некоторым исследователям, в том числе одному из авторов (Белов, Залесская-Чиркова, 1963) высказывать сомнения относительно непрерывности палеозойского геосинклинального разреза десской серии и предполагать здесь перерыв, отвечающий, как и в смежных частях Большого Кавказа, началу среднего карбона, а также допускать наличие континентальных толщ в верхнепалеозойской части разреза серии.

Исследования, проведенные в последнее время в Сванетии, позволили получить результаты, противоположные этим предположениям. Приблизительно в средней части разреза десской серии на обоих берегах р. Хумпрери в толще кварцитовидных песчаников и филлитовидных сланцев авторами обнаружены известняки, содержащие характерные для башкирского яруса среднего карбона колониальные кораллы *Lytvophyllum*

cf. *ischernovi Soshk.*, *L. aff. tschenovi Soshk.* (определения Т. А. Добролюбовой, Т. Г. Ильиной, Н. В. Кабакович). О более молодых отложениях карбона в десской серии свидетельствует найденный Ю. Г. Моргуновым (1965) в обломках известняка в долине Ингура *Axolithophyllum* sp.— род, характерный для мячковского горизонта среднего карбона 'и нижней половины верхнего карбона.

В формационном отношении толщи, содержащие известняки с фауной башкирского яруса, аналогичны разрезу сланцево-песчаниковых толщ, обнажающихся по р. Гвашхара, в верхней части которых М. Л. Соминым найдены *Clisiophyllum* sp., *Lonsdaleia* sp. ex. gr. *L. duplicata* Martin (определение Н. В. Кабакович) — формы, характерные для визейского яруса нижнего карбона, реже встречающиеся в нижнем намюре. Очевидно, из этой же части разреза были ранее собраны нижнекаменноугольные кораллы Г. А. Чихрадзе и Ш. А. Адамия (Гамкрелидзе и др., 1963).

Присутствие в разрезе толщ, участвующих в строении рассматриваемой зоны, морских терригенных отложений верхнего карбона — нижней перми (точнее не датированных) стало очевидным после изучения фауны брахиопод, собранных из толщи алевролитов и песчаников в верховьях р. Долры (Сомин, 1965). Толща располагается в краевой части синклинория Южного склона и налегает на породы кристаллического ядра Главного хребта. Территориально она разобщена от пород десской серии и пока не сопоставлена с ними в связи с фациальными различиями.

Морские отложения нижней перми также в краевой части рассматриваемого синклинория или на периклиналях антиклинория Главного хребта известны в районе горы Хуко и на юге Горной Осетии. В последнем районе недавно палеонтологически обоснованы отложения сакмарского яруса (Моргунов, Славин, 1963). В районе горы Хуко нижнепермские отложения несогласно налегают на среднекаменноугольные. Они охарактеризованы здесь фораминиферами, указывающими на присутствие всех родовых зон, выделяемых по фузулинидам. Однако в первичном залегании известны лишь фузулиниды верхней части нижнепермского отдела.

Присутствие отложений нижней перми в северном борту синклинория делало еще более вероятным предположение о их развитии в его центральной части. И действительно, в известняках среди песчаниково-сланцевой толщи на левобережье р. Хумпрери авторами были обнаружены фораминиферы *Quasifusulina* sp., *Robustoschwagerina* ex gr. *tumida* (Lich.), *Parafusulina* ex gr. *pseudojaponica* Dutk.

По заключению Э. Я. Левена, определявшего эти формы, они позволяют отнести содержащие их отложения также к нижней перми (сакмарскому ярусу).

С толщами нижней перми как в краевой, так и в центральных частях синклинория Южного склона постепенным переходом связаны морские верхнепермские отложения, охарактеризованные фауной кораллов и фораминифер (Миклухо-Маклай, 1956; Славин, 1958; Славин и др., 1962; Гамкрелидзе и др., 1963). Морские также преимущественно терригенные отложения верхнего триаса установлены В. И. Славиним в западной части синклинория (р. Мзымта). Прямых указаний на наличие триасовых отложений в десской серии еще мало (обнаружены лишь споры и пыльца верхнетриасового облика), но значительная (до 2 тыс. м) мощность отложений, расположенных над горизонтами с фауной низов верхней перми, обнажающихся в непрерывном разрезе и в верхней части сходных с мзымтинским разрезом, позволяет считать весьма вероятным присутствие здесь по крайней мере нижней части триаса.

В стратиграфии доюрских отложений синклинория Южного склона недостаточно ясен вопрос о верхнем карбоне. В некоторых участках северного борта синклинория и на периклиналиях окончатиях антиклинория Главного хребта верхнекаменноугольные отложения, вероятно, частично или полностью отсутствуют. В то же время в Северной Осетии

под отложениями с фауной сакмарского яруса располагается довольно мощная толща песчаников и конгломератов, которую можно отнести к верхнему карбону. Это позволяет предполагать развитие отложений верхнего карбона в центральной части синклиория. В крайнем случае здесь на месте какой-то части верхнего карбона может быть небольшой стратиграфический перерыв, хотя следы такого перерыва нам до сих пор найти не удалось.

Обнаружение в десской серии Сванетии морских отложений башкирского яруса, сходных в формационном отношении с отложениями нижнего карбона, позволяет теперь уверенно говорить об отсутствии в центральной части синклиория Южного склона предсреднекаменноугольного несогласия, являющегося региональным для остальных районов Кавказа и характерного для герцинид Европы (судетская фаза складчатости).

Несмотря на некоторую неясность с верхним карбоном, по имеющимся теперь в нашем распоряжении данным можно достаточно строго обосновать положение о непрерывном (или почти непрерывном) прогибании и сохранении геосинклинального режима в прогибе Южного склона, начиная с девона и до триаса включительно. Верхнепалеозойские и триасовые отложения в формационном отношении близки толщам нижнего карбона и девона. Это морские, преимущественно терригенные отложения, которые несколько отличаются характером переслаивания и некоторым изменением состава обломочного материала. За исключением расположенной в нижней части разреза десской серии утурской вулканогенной свиты, серия в целом является терригенной геосинклинальной, существенно аллохтонной формацией. Такая формация указывает на устойчивые поднятия в смежных областях размыва по крайней мере с начала среднего палеозоя, а возможно, и раньше и, следовательно, на то, что в ядрах поднятий (вероятно, Дзирульского и Черкесско-Кисловодского) должны быть вскрыты довольно древние, досреднедевонские образования. Десская серия, характеризующаяся структурно-формационным единством, резко отличается от палеозойских толщ Северного Кавказа. В последних отчетливо выделяются два комплекса: среднепалеозойский — морской геосинклинальный и верхнепалеозойский — континентальный и отчасти морской, орогенный, разделенные угловым несогласием и образующие самостоятельные структурные этажи. Развитие этих двух комплексов в их классическом выражении позволяет считать, что сложенная ими складчатая зона прошла все стадии герцинского тектогенеза. В противоположность этому в центральной части синклиория Южного склона в течение всего герцинского этапа происходило прогибание и накапливались морские осадки. Принципиальные различия в характере развития этих прогибов проявились с конца раннего и начала среднего карбона. Отсутствие предсреднекаменноугольного несогласия, континентальных орогенных формаций верхнего палеозоя, палеозойского интрузивного магматизма и предсреднекаменноугольного метаморфизма — все это специфические черты центральной части синклиория Южного склона.

Однако между рассматриваемыми прогибами можно установить и некоторые черты сходства, связанные с общим ходом развития тектонических процессов. Так, отражением усиленного воздымания Главного Кавказского поднятия во второй половине нижней перми (время накопления наиболее грубой молассы киньрадской свиты в прогибе Передового хребта) в синклиории Южного склона является толща относительно более грубых зеленоватых и буроватых кварцево-полевошпатовых песчаников, залегающая выше морских отложений сакмарского яруса. Мощность этой толщи составляет не менее 1000 м. Континентальные угленосные отложения среднего карбона на западном продолжении синклиория Южного склона в районе горы Хуко также указывают на взаимосвязь

тектонического развития прогибов Южного склона и Передового хребта.

Опускание и осадконакопление в прогибе Южного склона сменилось в конце триаса — начале юры кратковременным поднятием. В западной части синклиория оно привело, возможно, лишь к образованию стратиграфического перерыва между триасом и юрой (бассейн р. Мзымты). На участках же максимальных поднятий, например в Сванетии, и в бортах синклиория оно сопровождалось появлением предлейасового углового несогласия (Белов, Сомин, 1964), а также накоплением специфической формации, располагающейся в основании нижней юры. Эта формация характеризуется развитием, наряду с преобладающими морскими терригенными отложениями, так же красноцветных и угленосных пород континентального прохождения, в частности очень грубых полимиктовых конгломератов, и вулканогенных образований альбитофирового состава.

Начиная с синемюра рассматриваемая область снова развивается как геосинклинальный прогиб, характеризующийся накоплением типичных и мощных геосинклинальных формаций (аспидной, порфиритовой, флишевой). При этом зоны наиболее интенсивного прогибания в ранней юре оказываются смещенными в продольном направлении — в северо-западную и юго-восточную часть синклиория, где мощность нижнеюрских-ааленских отложений значительно больше, чем в Сванетии; там же происходят и наиболее интенсивные вулканические извержения.

Со средней юры (Геология СССР, 1964), а возможно, и с позднего лейаса, начинается рост Сванетского поднятия. Оно расчленяет геосинклинальный прогиб Южного склона на две зоны. Расположенная к юго-западу от поднятия зона характеризуется накоплением мощной порфиритовой формации в байосе, поднятиями и складкообразованием в конце байоса и особенно в бате. С батскими или несколько более молодыми движениями связаны интрузии гранитоидов в Абхазии и в пределах самого Сванетского поднятия. Позже здесь накапливались преимущественно карбонатные толщи, также разделенные рядом угловых несогласий. К северо-востоку от Сванетского поднятия, в Местиа-Тианетской зоне поверх глинистых сланцев нижней и средней (?) юры ложатся флишевые толщи верхней юры — палеогена. Только в неогене эта зона была втянута в общее сводовое поднятие Большого Кавказа.

Разделяющий синклиорий Южного склона и Передового хребта Главнокавказский горст-антиклиорий представляет собой устойчивую положительную структуру, унаследованно развивавшуюся, по крайней мере, еще с начала позднего палеозоя. Значительные опускания в пределах этого горст-антиклиория происходили только в ранней и отчасти средней юре. Однако и тогда эта структура в целом имела, по-видимому, геоантиклинальный характер, а мощные нижнеюрские отложения накапливались только в узких грабенообразных зонах, возникших вдоль линий разломов (Кизевальтер, 1964).

Подытожим сказанное. Синклиорий Южного склона является альпийской структурой, развившейся в большей своей части на месте позднегерцинского синклиория и имеющей одинаковое с ним простираение. Складчатая структура последнего была существенно переработана во время альпийской складчатости, и ее современный облик в значительной мере является результатом альпийских деформаций. Гранитоидный интрузивный магматизм (интрузии Кирар, Келасури и др.) проявился в рассматриваемом синклиории лишь в альпийском этапе (главным образом в бате-мальме). Важнейшей чертой зоны Южного склона является единоподвиженный набор весьма близких (преимущественно терригенных) геосинклинальных формаций значительной мощности, накапливавшихся с редкими и очень краткими перерывами с девона до палеогена. Все это позволяет отнести синклиорий Южного склона к числу струк-

тур унаследованного развития. В пользу такого вывода говорит также то, что зона максимального погружения в ранней юре была в целом приурочена к центральной части палеозойско-триасового прогиба. Судить, однако, о том, насколько точно совпадали осевые части этих двух прогибов (раннеюрского и более древнего), сейчас еще невозможно в связи с отсутствием достаточного количества фактических данных.

Вместе с тем альпийский синклиниорий Южного склона несет определенные (но не являющиеся главными в его характеристике) черты наложенности, новообразования по отношению к более древней структуре. Эти черты заключаются в том, что палеозойско-триасовый комплекс отложенный в предлейасовое время был на значительной части рассматриваемой зоны смят в складки (Белов, Сомин, 1964), пересечен разломами и слабо метаморфизован. Раннеюрский геосинклинальный прогиб был более широким, чем позднепалеозойский. Он распространялся и на смежные с доюрским прогибом поднятия Главного хребта и Грузинской глыбы.

Начиная со средней юры, развитие рассматриваемой зоны протекало довольно сложно. Появилось много новообразований — прогибов и поднятий, превратившихся затем в синклинории и антиклинории (Местийско-Тианетский и другие). Насколько эти структуры 2-го и 3-го порядка являются унаследованными, т. е. отражающими особенности строения палеозойско-триасового структурного комплекса, судить пока нельзя из-за отсутствия данных о деталях строения палеозойского синклинория Южного склона: мы можем изучать этот комплекс лишь в ограниченных участках ядер антиклинориев и в краевых частях синклинориев альпийского времени.

В целом прогиб Южного склона в составе всей геосинклинальной системы Большого Кавказа в течение альпийского этапа прошел все стадии геосинклинального развития, завершившегося поднятиями, и может рассматриваться как геосинклиналь полного, или законченного типа (Хаин, 1964). Герцинский этап его развития характеризовался вместе с тем лишь одной чрезвычайно затянувшейся стадией погружения (соответствующей начальной стадии в геосинклинальных прогибах полного развития) и поэтому является незавершенным.

Сравнение истории тектонического развития геосинклинальных прогибов Южного склона и Передового хребта Северного Кавказа показывает, что хотя мегантиклинорий Большого Кавказа в составе Альпийской складчатой области обычно рассматривается как типичный пример полициклического (альпийского, герцинского и даже каледонского) развития, на самом деле выясняется, что повторения этапов и стадий тектогенеза в их полном виде в пределах отдельных конкретных структур не происходит, то есть цикличности здесь не наблюдается. Выявляется связь и зависимость альпийского развития от предшествовавшего герцинского. Там, где участок земной коры прошел полный цикл герцинского тектогенеза, в альпийском этапе наблюдается «парагеосинклинальное» или близкое к платформенному развитие, а там, где в альпийском этапе наблюдается завершенный геосинклинальный цикл, выявляется неполное развитие в предшествующем этапе.

Литература

- Белов А. А., Залеская-Чиркова Е. Ф. Среднекаменноугольные континентальные отложения на южном склоне Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, том 152, № 4, 1963.
- Белов А. А., Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии. Докл. АН СССР, т. 159, № 1, 1964.
- Гамкрелидзе П. Л., Адамия Ш. А., Чихрадзе Г. А., Джавахишвили Ш. И. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Геология СССР, т. 10, Грузинская ССР. Изд-во «Недра», 1964.

- Кизевальтер Д. С. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 11. Гималайский и альпийский орогенез. Изд-во «Наука», 1964.
- Миклухо-Маклай К. В. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Северо-Западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 108, № 3, 1956.
- Моргунов Ю. Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1965.
- Моргунов Ю. Г., Славин В. И. Пермские отложения Северной Осетии. Докл. АН СССР, т. 149, 1963.
- Муратов М. В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 18. Структура земной коры и деформация горных пород. Изд-во «Наука», 1960.
- Славин В. И. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 6, 1958.
- Славин В. И. О длительно развивающихся прогибах в альпийской геосинклинальной области. Сов. геология, № 6, 1964.
- Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г. Дюрские отложения Сванетии. В кн. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. 3. Госгостехиздат, 1962.
- Сомин М. Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа. Геотектоника, № 3, 1965.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Наука», 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
13 сентября 1965 г.

M. L. SOMIN and A. A. BELOV

ON THE TECTONIC HISTORY OF THE SOUTHERN SIDE OF THE GREATER CAUCASUS

New faunal findings produce more strict evidence in favour of the fact that the sequence of the Dessian series of Svanetia is continuous (it includes the Middle Devonian — Triassic sediments). The Dessian series is composed of marine, mostly terrigenous sediments, their formation took place in a very similar way.

The Dessian series makes up the Hercynian sinclinerium of the Southern Side of the Greater Caucasus protruding from the younger Jurassic and Cretaceous rocks in the form of the Svanetian horst-anticlinorium. The Alpine trough in the Southern Side is inherited from the previous Palaeozoic — Triassic trough with traces of superimposition, however. A comparison of the tectonic histories of the geosynclinal troughs within the Southern Side and the Forerange of the Northern Caucasus shows that there was no retracing of completely developed tectogenetic phases and subphases within specific structures. In other words, it has been observed that the Greater Caucasus meganticlinorium failed to be developed as an entirely polycyclic structure. It is evident that the later Alpine Phase is related to, and depends on, the previous Hercynian stage.

Geological Institute,
the U. S. S. R. Academy of Sciences.

УДК 551.243

В. А. НЕВСКИЙ

О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ РАЗЛОМОВ

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение морфологии разломов не только представляет теоретический интерес, но и имеет важное практическое значение. Общеизвестно, что к участкам искривления и расщепления разломов нередко приурочены рудные поля и отдельные месторождения. С интервалами искривления и приоткрывания крупных трещин, вмещающих рудные жилы, часто связаны рудные столбы. Эти вопросы широко освещены в работах А. В. Королева (1935), К. Д. Хьюлина (1938), А. Ньюхауза (Newhouse, 1933), В. М. Крейтера (1956), Ф. И. Вольфсона (1955, 1962), В. Ф. Чернышева (1955), Л. И. Лукина и Е. П. Солюшкина (1958), Е. М. Некрасова (1959), автора данной статьи (Невский, 1959, 1961) и многих других.

Установлено, что при горизонтальных смещениях вдоль тектонических поверхностей разрывов по часовой стрелке (правый сдвиг) приоткрываются интервалы с максимальным азимутом простираения, при сдвигах обратного направления — интервалы с минимальным азимутом простираения. При вертикальных перемещениях типа сброса приоткрытыми являются участки с более крутыми углами падения, при взбросах — места с пологими углами падения.

Детальные геологические исследования показывают, что разломы и крупные трещины имеют сложное внутреннее строение. В подавляющем большинстве случаев они представлены узкими линейно вытянутыми зонами, насыщенными серией параллельных и субпараллельных тектонических поверхностей смещения, окаймленных полсами интенсивно деформированных пород.

Описание тех или иных особенностей внутреннего строения разломов можно найти во многих работах. Среди них, помимо работы автора статьи (Невский, 1959), следует назвать сборник «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» под общим руководством Ф. И. Вольфсона и Л. И. Лукина, опубликованный в 1960 г., сборник «Разломы и горизонтальные движения земной коры» под общей редакцией А. В. Пейве, вышедший из печати в 1963 г., статьи М. В. Гзовского (1953), Е. П. Солюшкина (1955), В. П. Чернышева (1955), В. И. Казанского (1955), В. И. Казанского и В. М. Якшина (1961) и др.

В настоящей статье показаны особенности внутреннего строения сравнительно небольших тектонических разрывов юго-восточной части Актюзского рудного поля (Зайлийский Алатау), расположенных в зоне глубинного Тасо-Кеминского разлома.

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ТАСО-КЕМИНСКОГО РАЗЛОМА

Тасо-Кеминский разлом прослеживается среди древних толщ Зайлийского Алатау. Протяженность его по простираению точно не установлена; можно только отметить, что она значительно больше 40 км. Общее

простираение его СВ 50—55°, угол падения главным образом на юг 80—85°.

В зоне разлома обнажается толща докембрийских (дорифейских) слюдисто-полевошпатовых гнейсов, которые согласно перекрываются зелеными амфиболовыми сланцами того же возраста. На размытой поверхности гнейсов и зеленых сланцев местами сохранились останцы вулканогенных толщ девона и нижнего карбона незначительной мощности (первые сотни метров). Более молодые породы в районе отсутствуют.

Докембрийская метаморфическая толща прорвана крупным массивом (типа гарполита) каледонских гранодиоритов с сопровождающей их серией жильных пород и трещинными интрузивами варисского возраста. Среди последних выделяются диориты и более поздние (верхневарисские) аляскитовые граниты. Весьма многочисленна серия жильных пород варисского возраста. Здесь выделяются аплиты, сиенит-аплиты, диабазы и диоритовые порфириды.

Дорифейская метаморфическая толща смята в теснопережатые линейные складки, оси которых вытянуты в северо-восточном направлении.

В ранние этапы своей истории (докембрий и начальные этапы каледонской орогении) рассматриваемый участок развивался в условиях достаточно больших глубин, в обстановке интенсивного проявления пластических деформаций. В конце среднего и в верхнем палеозое, а также в мезо-кайнозое, когда данный участок земной коры испытал значительное воздымание, ведущую роль приобрели хрупкие деформации.

ОПИСАНИЕ ТАСО-КЕМИНСКОГО РАЗЛОМА

Тасо-Кеминский разлом прослеживается вдоль северного крыла антиклинория аналогичного названия, параллельно его оси. При среднем простираении его СВ 50—55° на отдельных интервалах наблюдаются отклонения до 40—45° в одну сторону и до 60—74° — в другую.

Внутреннее строение Тасо-Кеминского разлома достаточно сложное. На большем своем протяжении он представлен одной — двумя главными тектоническими поверхностями смещения, окаймленными полосами интенсивно деформированных пород. Суммарная мощность таких полос колеблется в широких пределах — от многих десятков до нескольких сотен метров.

Среди интенсивно деформированных пород максимальные мощности приходятся на зоны резкого сгущения мелких трещин, создающих так называемую тончайшую блоковость (расстояние между трещинами до 3—5 см). Суммарная мощность таких зон колеблется от нескольких десятков метров до 100 м и более. На второе место следует поставить зоны рассланцевания и интенсивного смятия кристаллических сланцев с образованием мелкой плейчатости и складок волочения.

Мощность полос милонитов и тектонической глинки нередко достигает 20—30 м и более. Обращает на себя внимание сравнительно ограниченное развитие брекчий. Это вероятнее всего обусловлено достаточно высокой пластичностью кристаллических сланцев, среди которых в основном проходит разлом.

Важной деталью внутреннего строения Тасо-Кеминского разлома является приуроченность к нему пластиновидных тектонических блоков, которые располагаются в его интервалах с наименьшим азимутом простираения (42—50°). На площади Актюзского рудного поля известны два таких блока, сложенных слюдисто-полевошпатовыми гнейсами и зажатых между зелеными амфиболовыми сланцами и гранодиоритами. Мощность одного из них составляет 20—30 м, при протяжении по простираению более 1000 м, а другого — 60—80 м при длине 1800 м.

На северо-восточном фланге Тасо-Каменского разлома известен тектонический блок мощностью около 500 м. Протяженность его по про-

стиранию более 5 км. Сложен он вулканогенно-осадочными породами нижнего и среднего палеозоя и залегает среди вулканогенных толщ нижнего карбона.

От Тасо-Кеминского разлома отходит целая серия оперяющих его широтных и субширотных крутопадающих разрывов протяженностью от нескольких сотен метров до 1,5 км.

К Тасо-Каминскому разлому приурочен крупный трещинный интрузив аляскитовых гранитов и серия дайкообразных тел диоритов, сиенитов, сиенит-порфириров, а также дайки диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов и альбититов.

История развития Тасо-Кеминского разлома достаточно длительна и сложна. Заложен он был, видимо, в конце каледонской орогении, а наиболее молодые перемещения по нему происходили в альпийскую. Тектонические блоки в зоне разлома, сложенные древними породами, залегающими среди более молодых, говорят о значительных вертикальных перемещениях вдоль него (не менее 200 м).

На основании существующих представлений о механизме формирования таких блоков можно думать, что в процессе вертикальных подвижек вдоль разлома происходили как сбросовые, так и взбросовые перемещения. В альпийскую орогению по разлому развился взброс с амплитудой перемещений 500—600 м (установлено по положению предальпийской денудационной поверхности).

Развитые в зоне разлома оперяющие его широтные и субширотные тектонические разрывы, а также складки волочения с крутопадающими, а иногда и вертикального ориентированными осями позволяют достаточно уверенно говорить о горизонтальной составляющей смещения вдоль него. Сдвиг является левобокowym. Амплитуда горизонтальных перемещений вдоль него точно не установлена, но несомненно превышает 100 м, так как максимальная амплитуда горизонтальных перемещений по оперяющим разлом трещинам достигает 100 м.

Историческая последовательность развития перемещений вдоль разлома не установлена. Поэтому мы, к сожалению, не можем сказать, характеризуют ли отмеченные горизонтальные перемещения вдоль него сдвиг или это горизонтальный компонент общих косых перемещений.

Приведенное описание показывает, что Тасо-Кеминский разлом является крупным, долгоживущим тектоническим разрывом глубокого заложения, который, судя по развитым вдоль него магматическим породам верхнепалеозойского возраста, достигал в варисскую орогению зоны плавления гранитного слоя земной коры.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ СОПРЯЖЕННЫХ И ОПЕРЯЮЩИХ ТАСО-КЕМИНСКИЙ РАЗЛОМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ

Положение Тасо-Кеминского разлома в юго-восточной части Актюзского рудного поля можно видеть на рис. 1. Здесь он прослеживается вдоль контакта гранодиоритов с зелеными амфиболовыми сланцами.

К зоне разлома приурочен тектонический блок гнейсов, по северо-западному ограничению которого прослеживается северная ветвь Тасо-Кеминского разлома, получившая название Южный разлом.

Простираение Тасо-Кеминского разлома в центральной части рассматриваемого участка Актюзского рудного поля колеблется в пределах 40—54° СВ, а на северо-восточном и юго-западном его флангах — 60—75° СВ.

К северо-западу от Тасо-Кеминского разлома прослеживается сопряженный с ним Альбититовый разлом и оперяющий его Порфиритовый.

Тасо-Кеминский разлом на рассматриваемом участке всюду перекрывает рыхлыми отложениями и не вскрыт на глубине горными выработками. Поэтому мы не имеем возможности привести конкретные данные об особенностях его строения в данном участке.

В противоположность ему Южный, Альбититовый и Порфиритовый разломы хорошо вскрыты и на поверхности и в подземных горных выработках.

Южный разлом. Прослеживается за пределы рассматриваемого участка к юго-западу и северо-востоку до выклинивания тектонического

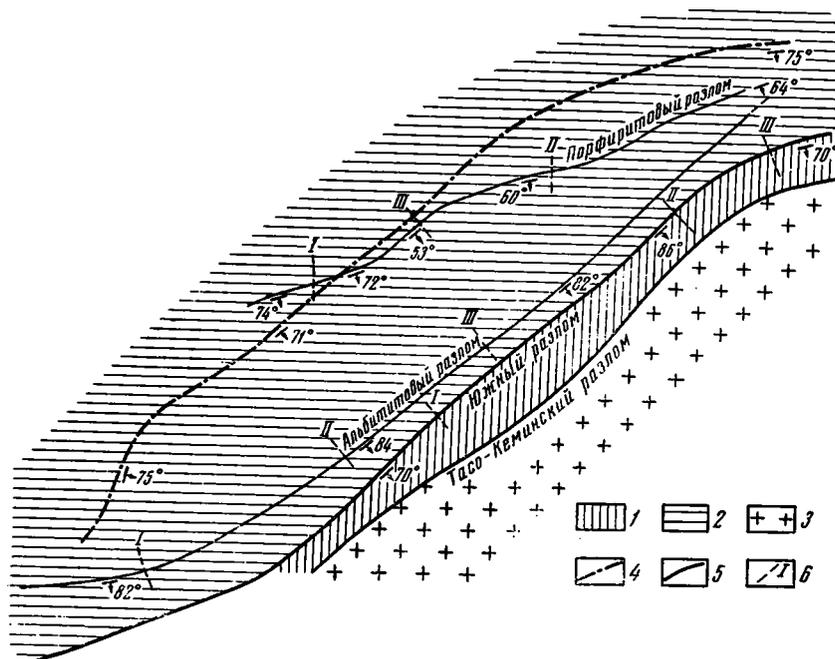


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточного участка Актюзского рудного поля.

1 — слюисто-полевошпатовые гнейсы; 2 — зеленые амфиболовые сланцы; 3 — гранодиориты; 4 — простираение северо-западного крыла синклинали складки; 5 — разломы; 6 — места поперечных сечений разломов

блока гнейсов, длина которого составляет 1800 м. Простираение его аналогичное Тасо-Кеминскому разлому; угол падения в южные румбы 70—86°. Три поперечных профиля разлома показаны на рис. 2.

Как показывает профиль I, простираение главной тектонической поверхности смещения Южного разлома, на данном участке — 52° СВ с углом падения 68° к ЮВ. Располагается она вдоль контакта дайки диоритового порфирита с дайкой диабазов. Висячем боку разлома располагаются две параллельные главному смесителю тектонические поверхности, представляющие сопряженные с ним разрывы. Они также проходят по контакту даек диабазов с дайкой альбититов. В лежащем боку разлома, вдоль контакта диоритовых порфиритов с зелеными амфиболовыми сланцами, проходит еще одна тектоническая поверхность смещения.

Тектонические поверхности смещения окаймлены полосами интенсивно деформированных пород. Одна из них располагается вдоль главного смесителя, вторая — около сопряженных разрывов висячего бока разлома, третья примыкает к тектонической поверхности лежащего бока.

Главный смеситель разлома проходит примерно в центре полосы интенсивно деформированных пород. С висячего бока непосредственно к нему примыкает мощная (0,8 м) оторочка тектонической глинки и милонитов, которая с удалением от смесителя сменяется тонкой каймой (0,2 м) диабазов, раздробленных до тончайшей блоковости (расстояние между трещинами до 3—5 см). В лежащем боку смесителя проходит

полоса (0,6—0,95 м) диоритовых порфиров дробленных до тончайшей блоковости.

Вторая мощная (5 м) полоса интенсивно деформированных полос целиком представлена диабазами и альбититами, дробленными до тончайшей блоковости. Только с всячего бока тектонических поверхностей

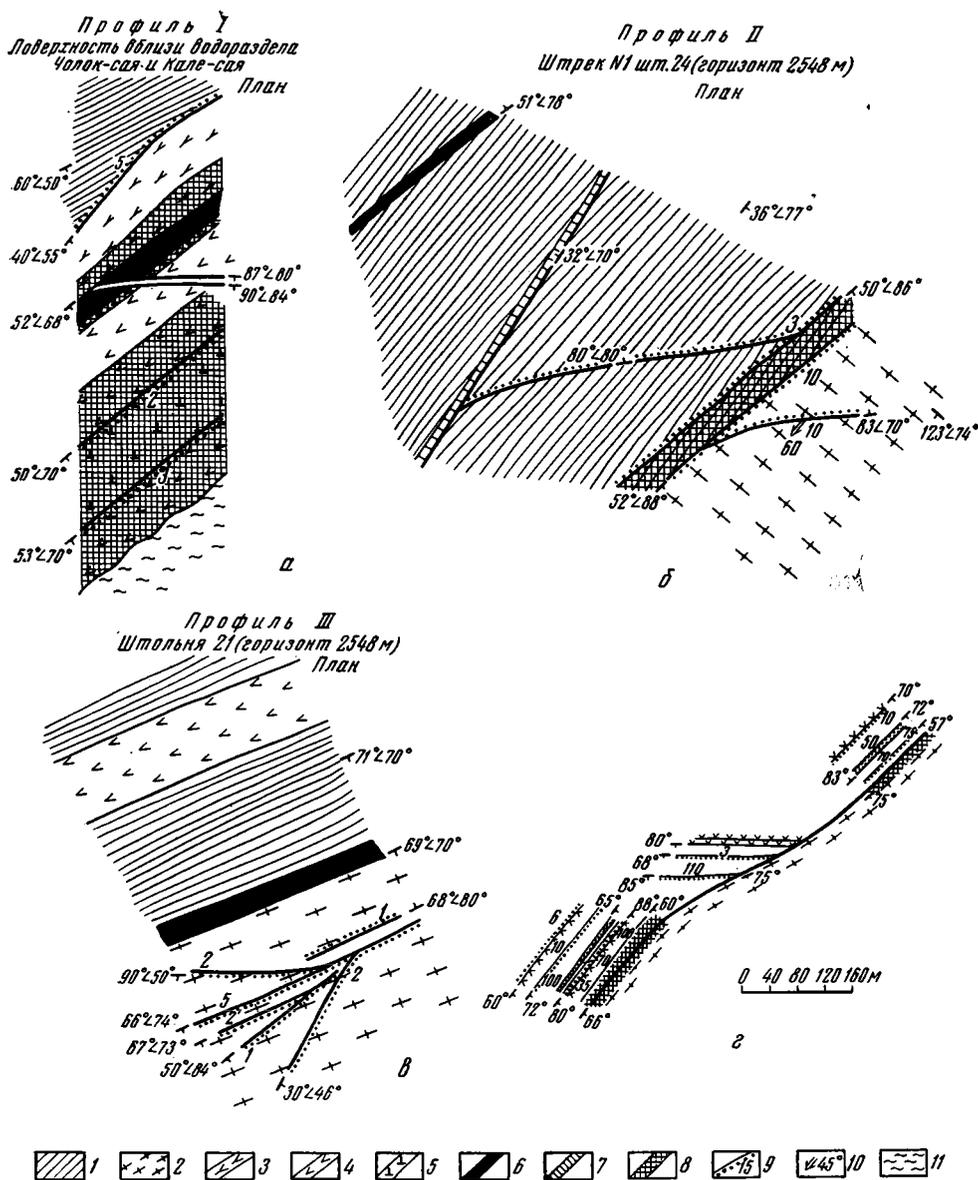


Рис. 2. Особенности внутреннего строения Южного разлома.

1 — ориентировка плоскостей сланцеватости зеленых амфиболовых сланцев; 2 — гнейсы; 3 — диоритовые порфиры; 4 — порфиры; 5 — безрудные альбититы; 6 — тектоническая глина, милонит; 7 — зоны расщепления зеленых амфиболовых сланцев; 8 — породы, раздробленные до тончайшей блоковости; 9 — тектонические поверхности с оторочкой глины (цифра рядом — мощность тектонической глины в см); 10 — угол наклона штрихов на тектонических поверхностях; 11 — делювий

смещения, проходящих в центральной части полосы, наблюдаются узкие оторочки тектонической глины мощностью 2—3 см.

В всячем боку разлома к главному смесителю примыкают две опоясывающие его субширотные крутопадающие трещины скалывания.

Весьма характерной особенностью рассматриваемого участка Южного разлома является приуроченность к нему серии параллельных и субпараллельных даек жильных пород. В числе их дайка диоритовых порфиритов (мощность 2,25—2,8 м), две дайки диабазов (суммарная мощность более 4,8 м) и одна дайка альбититов (2,4 м). Общая суммарная мощность даек, характеризующая и общую мощность зоны разлома составляет более 10 м. Суммарная мощность полос интенсивно деформированных пород, размещенных вдоль четырех тектонических поверхностей, составляет более 7 м, в том числе тектонической глинки и милонитов 0,9 м.

Профиль II характеризует участок Южного разлома с простираем главной тектонической поверхности смещения — 52 СВ и с падением 88° к юго-востоку. Располагается она непосредственно вдоль контакта зеленых сланцев с пластиновидным тектоническим блоком гнейсов.

В лежачем боку разлома, среди зеленых амфиболовых сланцев, прослеживаются параллельные и субпараллельные ему еще три тектонические поверхности смещения, характеризующие сопряженные с ним разрывы.

Все тектонические поверхности окаймлены полосами интенсивно деформированных пород. Непосредственно с всячего бока главного сместителя располагается тонкая оторочка тектонической глинки мощностью 10 см. С лежачего бока к нему примыкает метровой мощности полоса зеленых сланцев, раздробленных до тончайшей блокности. С северо-запада эта полоса ограничена второй тектонической поверхностью. Простираем ее 50° СВ, угол падения 86° ЮВ. В лежачем боку этого разрыва отмечается оторочка тектонической глинки (3 см).

К тектонической поверхности, удаленной от сместителя на 6,5—8,5 м приурочена полоса рассланцевания зеленых амфиболовых сланцев, мощностью 30 см. Простираем ее 32° СВ, угол падения 70° СЗ. По отношению к региональной ориентировке сланцеватости зеленых сланцев она ориентирована диагонально. В пределах ее зеленые амфиболовые сланцы легко раскалываются на тончайшие пластинки мощностью до 1 мм, ориентированные параллельно тектонической поверхности. Вмещающие полосу зеленые амфиболовые сланцы раскалываются на сравнительно грубые плитки мощностью от 2—3 до 5—8 см.

Тектоническая поверхность, расположенная на крайнем северо-западном фланге зоны разлома, окаймлена с всячего бока полосой тектонической глинки мощностью около 40 см. Простираем ее 51° СВ, угол падения 78° СЗ.

К главной тектонической поверхности смещения примыкают две субширотные крутопадающие оперяющие трещины скалывания с оторочкой тектонической глинки мощностью от 3 до 10 см.

Общая мощность зоны Южного разлома в рассматриваемом участке более 14 м. Суммарная мощность полосы интенсивно деформированных пород, размещенных вдоль четырех тектонических поверхностей, составляет 1,83 м, в том числе тектонической глинки 53 см.

Профиль III (см. рис. 2) характеризует особенности внутреннего строения Южного разлома с простираем главной тектонической поверхности смещения 69° СВ и с падением под углом 70° ЮВ.

С лежачего бока непосредственно к сместителю примыкает полоса тектонической глинки и милонитов мощностью 60 см. В всячем боку разлома, на расстоянии 2,7 м от него, среди гнейсов отмечается еще одна параллельная ему тектоническая поверхность с оторочкой тектонической глинки мощностью 5 см.

В лежачем боку разлома, на расстоянии около 5 м от него, прослеживается дайка диабазов мощностью 2,5 м. Ориентирована она параллельно плоскости смещения разлома. Среди гнейсов всячего бока разлома проходит оперяющая его трещина скалывания с оторочкой текто-

нической глинки шириной 2 см. Простираение ее 90°, угол падения 50°. Имеется одна оперяющая трещина скалывания северо-восточного простираения.

Общая мощность рассматриваемой зоны разлома составляет более 10 м, суммарная мощность полосы интенсивно деформированных пород 65 см (целиком представлена тектонической глиной).

На рис. 2, а показан Южный разлом, вскрытый подземными горными выработками на значительном интервале по простираению. В центральной части рассматриваемого участка простираение разлома 60° СВ с падением к юго-востоку под углом 75°. С лежачего бока к главной тектонической поверхности смещения разлома здесь примыкают оперяющие ее четыре крупные, крутопадающие трещины скалывания широтного простираения. К двум из них приурочены дайки диабазовых порфиритов. Сопряженные с разломом, параллельные и субпараллельные ему разрывные нарушения здесь отсутствуют.

К юго-западу от центрального участка Южный разлом, искривляясь, приобретает простираение 38° СВ, а на северо-восточном своем фланге 45° СВ, угол падения его плоскости существенно не изменяется. На этих участках параллельно и субпараллельно главной тектонической поверхности смещения разлома размещается целая серия крупных, сопряженных с ней продольных трещин скалывания, окаймленных мощными оторочками тектонической глинки и милонитов. К некоторым из этих трещин приурочены дайки диабазовых порфиритов. Крупные оперяющие разлом трещины скалывания здесь не установлены.

Альбититовый разлом. Прослеживается среди зеленых амфиболовых сланцев субпараллельно Южному разлому, на расстоянии от 20 до 60 м к северо-западу от него (см. рис. 1). Относится к тектоническим разрывам, сопряженным с Тасо-Кеминским разломом. Прослеженная длина его по простираению более 800 м. В северо-восточной части месторождения он выклинивается, на юго-западном фланге выклинивания его не установлено. На протяжении Альбититового разлома нами взяты три профиля, один из которых располагается в юго-западной и два других в центральной части месторождения.

Профиль I показывает участок Альбититового разлома с простираением главной тектонической поверхности смещения 76° СВ и углами падения 62—82° ЮВ (рис. 3). С лежачего бока к поверхности смещения непосредственно примыкает полоса милонитов и тектонической глинки мощностью 55 см. Ширина этой полосы по существу и определяет мощность всей зоны разлома.

Профиль II характеризует участок Альбититового разлома с простираением главной тектонической поверхности смещения — 40° СВ и углом падения ЮВ. Расположена она по контакту дайки альбититов и зеленых амфиболовых сланцев. В лежачем боку разлома выделяется еще четыре субпараллельных ему крупных тектонических поверхности смещения.

Все тектонические поверхности окаймлены полосами интенсивно деформированных пород. Наиболее мощная полоса (1,7 м) прослеживается вдоль главной тектонической поверхности смещения. Здесь непосредственно в лежачем ее боку располагается оторочка тектонической глинки (0,5 м). В висячем боку главного сместителя можно видеть дайку альбититов (мощностью 0,85 м) и вмещающие ее зеленые амфиболовые сланцы, раздробленные до тончайшей блоковости. Мощность полосы смещения мелких трещин более 1,2 м.

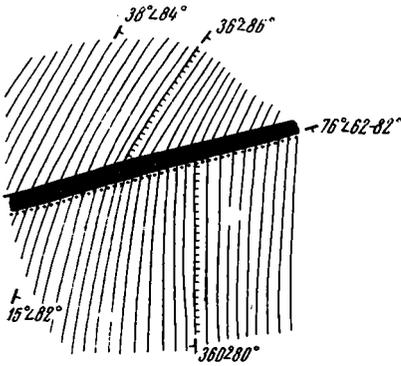
Первая субпараллельная разлому тектоническая поверхность окаймлена с висячего бока лентой тектонической глинки и милонитов мощностью 65 см. Простираение этой поверхности 50° СВ, угол падения 84° СВ.

Общая мощность зоны Альбититового разлома в рассматриваемом участке более 10 м, а суммарная мощность полос интенсивно деформи-

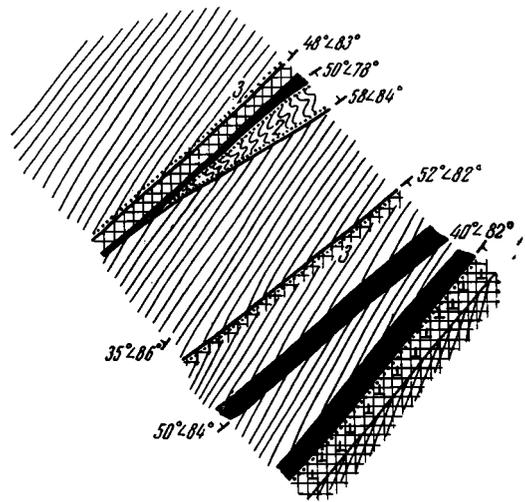
рованных пород, размещенных вдоль пяти тектонических поверхностей, превышает 3,8 м, в том числе тектонической глинки и милонитов — 1,5 м.

Профиль III характеризует участок Альбититового разлома, где простираение главной тектонической поверхности смещения составляет 56—

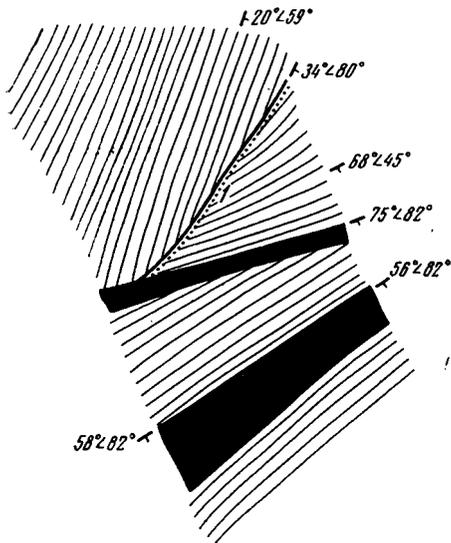
Профиль I
Рассечка 3, шт. 20-бис, отметка 2548
План



Профиль II
Рассечка 13, Ш гор. отметка 2354
План



Профиль III
Рассечка 18, шт. 20 отметка 2548
План



0 1 2 3 4 м

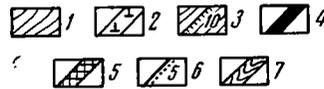


Рис. 3. Особенности внутреннего строения Альбититового разлома.

1 — ориентировка плоскостей сланцеватости зеленых амфиболовых сланцев; 2 — безрудные альбититы; 3 — пластовые дайки безрудных альбититов (цифра рядом — мощность дайки в см); 4 — тектоническая глина, милониты; 5 — породы, дробленные до тончайшей блоковости; 6 — тектонические поверхности с оторочкой глинки (цифра рядом — мощность оторочек тектонической глинки в см); 7 — зона интенсивно перемятых зеленых сланцев

58° СВ, с углом падения 82° ЮВ (см. рис. 3). С висячего бока к ней примыкает мощная (1,3—2,2 м) полоса тектонической глинки и милонитов.

В лежачем боку, на расстоянии от 2,3 до 4,5 м от него проходит крупная, субпараллельная ему тектоническая поверхность смещения. Простираение ее 75° СВ, угол падения 82° ЮВ. С висячего бока вдоль нее располагается полоса тектонической глинки и милонитов мощностью

0,6 м. С лежачего бока к этой поверхности подходит оперяющая ее трещина скалывания с оторочкой тектонической глинки мощностью 1 см. Простираание трещины 34° СВ, угол падения 80° ЮВ.

Общая мощность зоны Альбититового разлома в данном участке около 7 м, а суммарная мощность полос интенсивно деформируемых пород, размещенных вдоль двух тектонических поверхностей смещения, колеблется в пределах 1,2—2,8 м. Интенсивно деформированные породы целиком представлены милонитом и тектонической глинкой.

Порфиритовый разлом. Располагается к северу от Южного разлома на расстоянии 60 м на северо-восточном фланге месторождения и 150 м на юго-западном. Является оперяющим разрывным нарушением Тасо-Кеминского разлома и его северной ветви, образуя с ними острый угол 18—20°. Его длина достигает 500 м.

Среднее простираание Порфиритового разлома примерно 65° СВ, с отклонением на отдельных интервалах до 48° СВ в одну сторону и до 80° СВ в другую. Угол падения колеблется в пределах 60—82° в южные румбы. В некоторых участках он выполаживается до 53°.

Во многих участках к разлому приурочены дайки диабазов, реже диоритовых порфиритов. По отношению к плоскостям сланцеватости зеленых сланцев он является секущим разрывным нарушением и только на его северо-восточном и юго-западном флангах — согласным.

Для выявления особенностей внутреннего строения Порфиритового разлома мы приводим описание его трех поперечных профилей, из которых первый проходит на юго-западном фланге разлома, а второй и третий — примерно в центральной его части.

Профиль I характеризует участок Порфиритового разлома с простираанием главной тектонической поверхности смещения 77° СВ и углом падения 72° ЮВ (рис. 4). Приурочена она непосредственно к висячему боку дайки диабазов (мощность 1,1 м). Помимо главного сместителя, в зоне разлома можно видеть еще четыре параллельные и субпараллельные ему, но уже более мелкие тектонические поверхности смещения. Одна из них располагается в висячем боку разлома, на расстоянии 3,4 м от него, и три других — в лежащем боку. Все они окаймлены полосами интенсивно деформированных пород.

В лежащем боку главной тектонической поверхности смещения наблюдается полоса тектонической глинки и милонита мощностью 20 см. С висячего бока к ней примыкает мощная полоса (1,5 м) интенсивно рассланцованных зеленых амфиболовых сланцев, которые легко разбиваются на пластинки мощностью от долей миллиметра до 1—2 мм. Ориентированы они строго параллельно главному сместителю. Вмещающие Порфиритовый разлом зеленые амфиболовые сланцы характеризуются сравнительно грубой сланцеватостью и плитчатостью. Мощность плиток 3—5 см, плоскости их ориентированы диагонально по отношению к разлому.

Аналогичная зона расланцевания зеленых амфиболовых сланцев установлена на крайнем северо-западном фланге зоны разлома, на расстоянии 7,2—7,5 м от главного сместителя.

Общая мощность зоны Порфиритового разлома в данном участке достигает 11,5 м. Суммарная мощность полос интенсивно деформированных пород, сосредоточенных около пяти тектонических поверхностей, достигает 2,7 м. Среди них наибольшая мощность (2,1 м) приходится на зоны расланцевания, а остальная на тектоническую глинку и милонит.

Профиль II характеризует участок Порфиритового разлома с простираанием двух сближенных крупных тектонических поверхностей смещения 82—84° ВСВ и углом падения 60° ЮЮВ. Помимо их в зоне разлома отмечается еще три более мелкие параллельные и субпараллельные им тектонические поверхности. Все они окаймлены интенсивно деформированными породами.

Две сближенные (расстояние между ними 40 см) крупные тектонические поверхности Порфиритового разлома окаймлены каждая оторочками тектонической глинки мощностью 20 см. Между ними располагается кварцево-карбонатная жила мощностью 20—25 см.

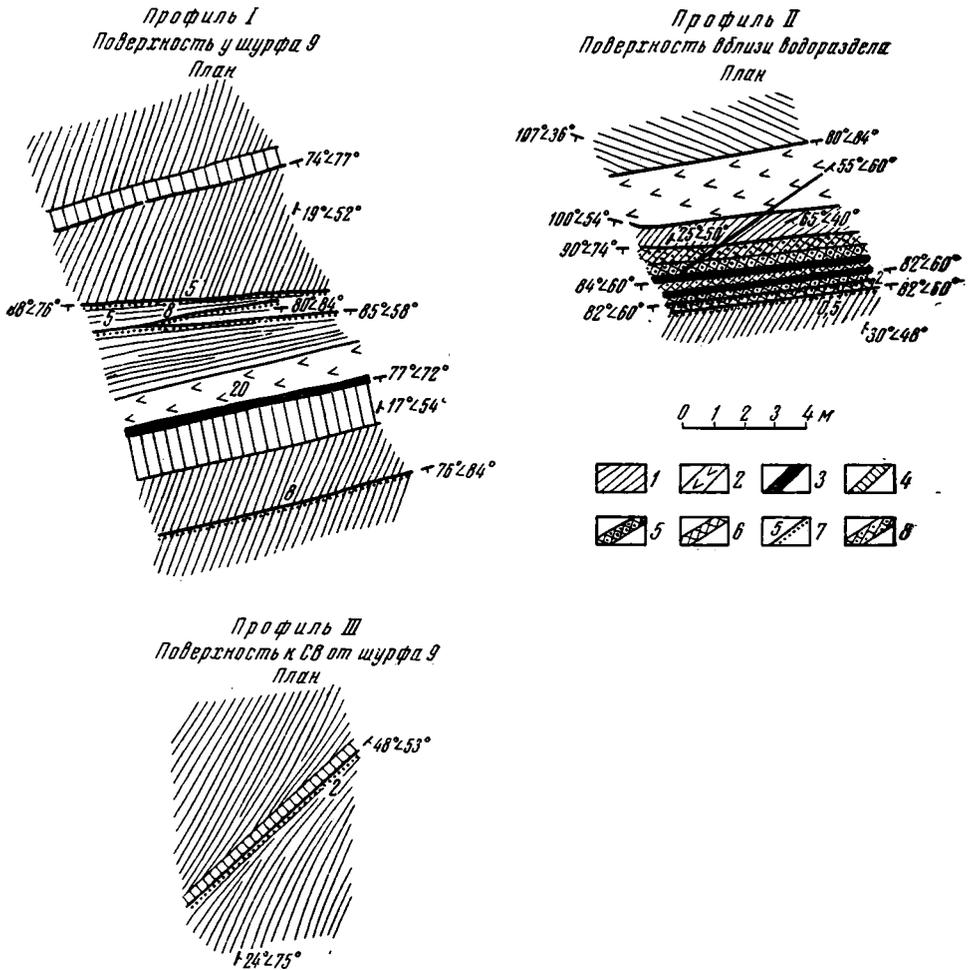


Рис. 4. Особенности внутреннего строения Порфиритового разлома.

1 — ориентировка плоскостей сланцеватости зеленых амфиболовых сланцев; 2 — дайки порфиритов; 3 — тектоническая глина и милониты; 4 — зоны рассланцевания зеленых сланцев; 5 — породы, раздробленные до тончайшей блоковости; 6 — породы, раздробленные до тончайшей блоковости; 7 — тектонические поверхности с оторочкой глинки (цифра рядом — мощность оторочки глины в см); 8 — кварцево-карбонатные жилы

Помимо тектонической глинки, к одной из этих поверхностей примыкает полоса интенсивно дробленных (тончайшая блоковость) вмещающих зеленых амфиболовых сланцев мощностью 40 см, а к другой — мощностью 55 см. В пределах контура интенсивного дробления зеленых сланцев, висячем боку отмеченных крупных тектонических поверхностей параллельно им прослеживаются две более мелкие поверхности.

В лежащем боку крупных тектонических поверхностей можно увидеть еще одну более мелкую поверхность, к которой примыкает кварцево-карбонатная жила мощностью 45—50 см. К лежащему боку разлома приурочена также мощная (1,9—2,2 м) дайка диабазов. В зоне разлома установлена крупная опережающая трещина скалывания. Простирание ее 55° СВ, угол падения 84° ЮВ.

Общая мощность зоны Порфиритового разлома на данном участке сравнительно невелика — около 5 м, но она интенсивно насыщена сильно деформированными породами, размещенными вдоль пяти тектонических поверхностей. Суммарная их мощность составляет 1,4 м, в том числе тектонической глинки и милонитов 42 см; остальное приходится на породы, раздробленные до тончайшей блокостности.

Профиль III показывает строение Порфиритового разлома на интервале с простираанием его 48° СВ и углом падения 53° ЮВ. Внутреннее строение его весьма простое. Разлом представлен тектонической поверхностью смещения с оторочкой тектонической глинки мощностью около 2 см, к которой непосредственно примыкает зона расланцевания зеленых амфиболовых сланцев мощностью около 30 см.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В ИЗМЕНЕНИИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ РАЗЛОМОВ

Основные элементы, характеризующие особенности внутреннего строения описанных разломов месторождения, приведены в таблице. Рассмотрение ее показывает, что для разломов месторождения намечается два типа поперечных разрезов.

Один из них отражает усложненное внутреннее строение разломов, характеризующееся повышенной мощностью всей зоны разлома и особенно значительной суммарной мощностью полос интенсивно деформированных пород, размещенных вдоль целой серии (4—5) параллельных и субпараллельных крупных тектонических поверхностей смещения.

Основные элементы, характеризующие особенности внутреннего строения разломов месторождения

№ профиля	Элементы залегания разлома		Мощность зоны разломов					Число тектонических поверхностей смещения	
			общая, м.	Интенсивно деформированных пород			мощность даек, м		
				всего, м	тект. гл. и милон., м	зон тончайшей бл., м			зон рассл. м
Южный разлом									
I	52°	68 ЮВ	10	9	0,9	8,1	—	>10	4
II	52°	88 ЮВ	14	1,83	0,53	1,0	0,30	—	4
III	69°	70 ЮВ	10	0,65	0,65	—	—	2,5	2
Альбититовый разлом									
I	76°	62—82 ЮВ	0,55	0,55	0,55	—	—	—	1
II	40°	82 ЮВ	10	3,8	1,5	2,3	—	0,85	5
III	46—58°	82 ЮВ	7	2,8	2,8	—	—	—	2
Порфиритовый разлом									
I	77°	72 ЮВ	11,5	2,7	0,60	—	2,1	1,1	5
II	82—84°	60 ЮВ	5,0	1,40	0,42	0,98	—	2,2	5
III	48°	53 ЮВ	0,32	0,32	0,02	—	0,30	—	1

В том случае, если число таких поверхностей невелико (2), то они окаймляются особенно мощными полосами сильно деформированных пород. Для участков разломов усложненного внутреннего строения очень характерны повышенные мощности даек жильных пород.

Второй тип поперечных разрезов разломов показывает сравнительно простое их внутреннее строение. Как общая мощность зоны разлома, так и особенно мощность полос интенсивно деформированных пород, размещенных вдоль одной-двух тектонических поверхностей смещения, сравнительно невелика. Иногда (Южный разлом) к главной тектонической поверхности смещения разлома примыкает серия оперяющих ее широтных трещин скалывания. Обращает на себя внимание отсутствие

в таких участках разломов полос сгущения мелких трещин, дайки жильных пород для них также не характерны, а если и встречаются, то мощности их незначительны.

Южный и Альбититовый разломы месторождения имеют усложненное внутреннее строение в центральной его части, где азимут их простираения минимальный (40—58°). Наоборот, на флангах месторождения там, где они характеризуются максимальным азимутом простираения (69—76°), внутреннее их строение простое. В противоположность им Порфиритовый разлом обнаруживает усложненное внутреннее строение на интервалах с максимальным азимутом простираения (77—84°).

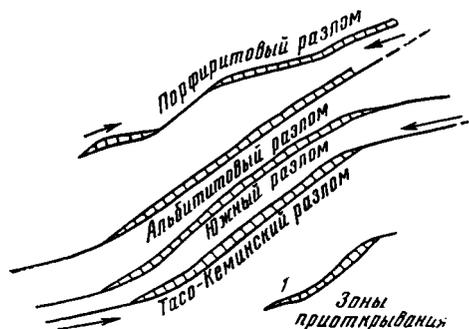


Рис. 5. Схема горизонтальных перемещений по разломам
1 — зоны приоткрывания разломов

Выше мы отмечали, что сдвиговые перемещения вдоль Тасо-Кеминского разлома развивались против часовой стрелки (левый сдвиг). По сопряженным с ним Южному и Альбититовому разломам горизонтальные перемещения были того же знака (рис. 5). Основываясь на этих данных, можно

утверждать, что Южный и Альбититовый разломы имеют усложненное внутреннее строение на интервалах их приоткрывания.

Вдоль Порфиритового разлома, являющегося опережающим разрывным нарушением Тасо-Кеминского разлома, горизонтальные перемещения происходили по часовой стрелке (правый сдвиг). В этом случае приоткрывания возникли на его интервалах с максимальным азимутом простираения. Таким образом, мы видим, что описанные разломы месторождения имеют усложненное внутреннее строение на интервалах их приоткрывания, а сравнительно простое вдоль притертых участков.

Существенные отличия в особенностях внутреннего строения разломов на интервалах их приоткрывания и в притертых участках свидетельствуют о неоднородных условиях деформации горных пород в зоне разлома. В притертых участках разрядка внутренних напряжений происходила путем возникновения одной — двух тектонических поверхностей смещения. Если пользоваться терминологией, предложенной М. В. Гзовским (1954), то разломы в таких участках следует относить к «сосредоточенным тектоническим разрывам». На интервалах приоткрывания разрядка внутренних напряжений приводила к возникновению серии (4—5) параллельных и субпараллельных тектонических поверхностей. Соответственно разлом приобретал строение, характерное для «рассеянных тектонических разрывов».

По-видимому, на притертых интервалах создавались более благоприятные условия для развития пластической деформации горных пород, по сравнению с приоткрытыми участками. Можно предполагать, что это обусловлено более высоким ориентированным давлением в притертых интервалах, которое создавало локальные условия повышенного всестороннего сжатия. Весьма вероятно, что в процессе деформации тектоническая глина и милониты выжимались из притертых участков в зоны приоткрывания.

Как уже отмечалось, участки приоткрывания крупных тектонических разрывов играют важную роль в определении закономерностей размещения рудных полей, отдельных месторождений, рудных тел и рудных столбов внутри их. В пределах Актюзского рудного поля в лежащем боку Южного и Альбититового разломов проходит рудная зона. Коэффициент

ее рудоносности в центральной части месторождения — на интервале приоткрывания Южного и Альбититового разломов примерно в два раза выше, чем на юго-западном его фланге, которому соответствует притертый интервал этих разломов.

Для геологов, работающих на площадях развития разломов и крупных трещин, контролирующих распределение оруденения, имеет исключительное значение выявление зон приоткрывания крупных тектонических разрывов на ранних стадиях проведения работ. Обычно это значительно ускоряет выполнение таких работ и повышает их результативность. Поэтому описанные нами особенности внутреннего строения разломов в местах их приоткрывания и на притертых участках мы рассматриваем как некие критерии, которые хоть в какой-то мере будут способствовать повышению эффективности поисковых и разведочных работ. Особо важно значение этих критериев для плохо обнаженных рудных полей и месторождений.

Литература

- Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 162, 1955.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. ГОНТИ, 1962.
- Гзовский М. В. Волнистость простираения крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 2.
- Гзовский М. В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов. Сов. геология, сб. 41, 1954.
- Казанский В. И. Некоторые особенности разрывных нарушений в известково-сланцевых толщах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 162, 1955.
- Казанский В. И., Якшин В. М. О влиянии вмещающих пород на строение разрывных нарушений. Тр. ИГЕМ, вып. 41, 1961.
- Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Изд. Среднеаз. индустриин-та, 1935.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. ГОНТИ, 1956.
- Лукин Л. И., Союшкин Е. П. Структура гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1958.
- Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Библиотека научно-техн. горного о-ва. Сер. геол., вып. 6, Углетехиздат, 1969.
- Невский В. А. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях. Тр. Ин-та геол. наук СССР, вып. 162, 1955.
- Невский В. А. Структура постмагматических ториево-редкоземельных рудных полей и месторождений. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9, 1961.
- Некрасов Е. М. Структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Замбарак в Восточном Карамазаре. Геол. рудных месторождений, № 3, 1959.
- Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Сб. Под редакцией Ф. И. Вольфсона и Л. И. Лукина, ГОНТИ, 1960.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 13, 1956.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. Сб. под редакцией А. В. Пейве. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Союшкин Е. П. О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в юго-западном Тянь-Шане. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 162, 1955.
- Чернышев В. Ф. О закономерностях в расположении оперяющих трещин скалывания и разрыва. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 162, 1955.
- Хьюли К. Д. Структурные условия отложения руд. Тр. МГРИ, т. XI, ОНТИ, 1938.
- Newhouse W. H. Openings due to movement along a curved or irregular fault plane. Econ. Geol., v. 35, 1940.

Институт геологии рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

Статья поступила
18 февраля 1965 г.

ON INTERNAL STRUCTURE OF FAULTS

On the basis of relatively small faults (the extension along their trends ranges from 500 to 1800 m) which are located in the south-eastern part of the Aktyuz ore field (Zai-lyyskiy Alatau), and are conjugated with and feather the Taso-Keminian deep fault, the author has shown the major differences of the internal structure within their close-fitting and partly opened segments.

Within the close-fitting segments, these faults actually appear as uniform tectonic sutures bordered with thin (tens of centimetres) bands of attrition clay and mylonite or with zones of shearing. Large fractures which feather the faults are not infrequent within the above segments.

Within the partly opened segments these faults are of more complicated internal structure. They are expressed by rather thick (5 to 14 m) zones within which there are situated 3 or 4 (not infrequently more) surfaces of displacement which are bounded with bands of greatly deformed rocks and are parallel or subparallel to the main suture. Apart from attrition clay and milonite, these bands include zones of concentration of small fissures, and sometimes breccia are commonly developed. The total thickness of the bands of greatly deformed rocks within the partly opened zones of faults is rather large, that is 1,4 to 9 m. Thicker dykes of gangue material are highly characteristic of the partly opened segments.

Within the discussed part of the Aktyuz ore field the highest ore content factor is observed within the partly opened segments of the faults described.

Institute of Ore Deposits, Geology, Petrography, Mineralogy
and Geochemistry, the U. S. S. R.
Academy of Sciences.

УДК 551.24(571.54+571.55)

Ю. А. ЗОРИН

**О ТЕКТОНИКЕ ВОСТОЧНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ**

Позднемезозойский этап геологического развития Восточного и Центрального Забайкалья охватывает конец среднеюрской, верхнеюрскую и нижнемеловую эпохи. Началом рассматриваемого этапа, очевидно, следует считать время замыкания ниже-среднеюрских прогибов и внедрения предверхнеюрских гранитоидных интрузий. В целом на территории Восточного и Центрального Забайкалья начинает преобладать воздымание; стратифицированные континентальные образования накапливаются на сравнительно ограниченных площадях, причем в первой половине позднемезозойского этапа (в верхней юре) формируются преимущественно эффузивные и эффузивно-осадочные толщи. В последнее время установлено, что некоторые интрузивы в Восточном Забайкалье, считавшиеся раньше предверхнеюрскими, внедрились после формирования вулканогенных толщ, то есть являются верхнеюрскими (Лесняк, 1963, 1965; Рутштейн, 1961). В конце верхнеюрской и на протяжении всей нижнемеловой эпохи в локальных впадинах накапливаются пластические угленосные отложения.

Тектонике позднемезозойских впадин Восточного и Центрального Забайкалья посвящено большое количество работ (Иванов, 1949; Нагибина, 1946, 1963; Писцов, 1963; Флоренсов, 1948, 1960 и др.). Тектонике же обширных междувпадинных пространств и вопросу о закономерностях размещения впадин и позднемезозойских интрузивов по отношению к структурам первого порядка, а также вопросу о выделении самих структур первого порядка уделялось сравнительно мало внимания. Исключением являются работы Н. А. Флоренсова (1948, 1960) и Е. В. Павловского (1948), показавших возможность выделения и описания подобных структур.

В настоящее время появились новые геофизические материалы, которые в совокупности с известными геологическими данными позволяют провести тектоническое районирование территории Восточного и Центрального Забайкалья для позднемезозойского этапа развития. Этому вопросу, а также попытке несколько конкретизировать существующие представления о связи крупных структур указанного этапа с тектоническими элементами кайнозойского этапа в пределах рассматриваемого региона и посвящена настоящая статья.

Гравитационное поле в редукции Буге, наблюдаемое в пределах Восточного и Центрального Забайкалья, отличается большой сложностью. Здесь можно выделить локальные аномалии различных порядков и региональные аномалии (Зорин, 1964). Локальные гравитационные аномалии (максимумы и минимумы) занимают площади от первых десятков до первых тысяч квадратных километров. Связаны они, как показывает анализ геологических материалов и физических свойств горных пород, с неоднородностями верхних этажей земной коры. В частности, над нижнемеловыми впадинами, заполненными мощной толщей

кластических отложений с пониженной плотностью, наблюдаются интенсивные минимумы силы тяжести. Интерпретация этих аномалий в совокупности с материалами электроразведки (ВЭЗ и ТТ) и сейсморазведки позволяет выявлять внутренние структуры впадин. По геофизическим данным установлено, что мощность кластических отложений в некоторых депрессиях достигает 2000 м (Зорин, 1964). Локальные минимумы силы тяжести наблюдаются также над плутонами кислых позднемезозойских гранитов. Количественная интерпретация этих аномалий позволяет в первом приближении судить о размерах позднемезозойских плутонов, которые в большинстве случаев слабо вскрыты эрозией (Зорин, 1962). Установлено, что интрузивы с площадью кровли, достигающей 200 и даже 500 км², отнюдь не редки в Восточном и Центральном Забайкалье. Локальные максимумы силы тяжести отражают участки развития древних метаморфических толщ, «вплавленных» в крупные поля ранневарисских гранитоидов. В пределах Агинского палеозойского поля гравитационные максимумы наблюдаются над крупными палеозойскими антиклинальными структурами, ядра которых сложены плотными зеленокаменными породами низов палеозойского разреза (Зорин, 1964).

Перечисленные выше аномалии наблюдаются на фоне обширных, сравнительно пологих возмущений поля силы тяжести, которые целесообразно называть региональными аномалиями. Площади отдельных региональных максимумов и минимумов оцениваются величинами около 20—30 тыс. км². Выделить столь обширные аномалии в «чистом» виде можно либо путем глубокого осреднения наблюдаемого гравитационного поля, либо путем пересчета его на достаточно большую высоту. Осреднение поля по круговой палетке с радиусом 40 км и пересчет его на высоту 25 км дают качественно сходные картины. Локальные аномалии при этом оказываются в значительной степени подавленными.

Южную часть Центрального Забайкалья занимает интенсивный региональный минимум, который целесообразно именовать Даурским. С севера к нему примыкает Хилокская зона относительно повышенного гравитационного поля, а с востока — Агинский региональный максимум силы тяжести, совпадающий с площадью Агинского палеозойского поля. В междуречье Шилки и Аргуни наблюдается Восточно-Забайкальский региональный минимум. Его интенсивность значительно меньше, чем интенсивность Даурского минимума, однако он достаточно четко выделяется на фоне окружающих его районов относительно повышенного гравитационного поля. С севера к нему примыкает Пришилкинский максимум, протягивающийся широкой полосой от низовья р. Нерчи до низовий рек Шилки и Газимура. На юго-востоке Восточного Забайкалья наблюдается Приаргунский гравитационный максимум.

Региональные аномалии силы тяжести обусловлены глубинными факторами, из которых наиболее существенным, очевидно, является изменение глубины залегания раздела Мохоровичича (Андреев, Клушин, 1962; Деменицкая, 1960; Сажина, 1962; Федынский, 1960). В справедливости этого заключения убеждает удовлетворительное совпадение (с точностью до 2—3 км) значений мощности земной коры, вычисленных по средним абсолютным высотам рельефа дневной поверхности и по осредненному гравитационному полю (Зорин, 1964). Расчеты выполнены для центральных частей региональных максимумов и минимумов по графикам, предложенным Р. М. Деменицкой (1960).

Подобные соотношения свидетельствуют о том, что земная кора в Восточном и Центральном Забайкалье находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Небольшие отклонения от равновесия все же имеются, причем глубинные дефекты масс несколько превышают избытки масс, слагающих рельеф. Об этом свидетельствует слабый отрицательный уровень изостатических аномалий (Федынский,

1951). Последнее хорошо согласуется с продолжающимся слабым общим воздыманием региона, в котором, возможно, проявляется тенденция к достижению полного равновесия. Говоря о приближенной изостатической компенсированности, автор имеет в виду только крупные участки коры, соизмеримые по площади с региональными минимумами и максимумами.

Региональным минимумам соответствуют зоны повышенной мощности земной коры и больших абсолютных высот рельефа, обусловленных более интенсивным поднятием поверхности коры. Так, Даурскому минимуму соответствует одноименное сводообразное поднятие (Флоренсов, 1948), а Восточно-Забайкальскому — сложная зона современного поднятия, приближенно совпадающая с территорией Центрального ниже-среднеюрского прогиба (Козеренко, 1956), замкнувшегося в начале позднего мезозоя. Здесь рассматривается именно площадь прогиба, реконструированная на основании структурно-фациального анализа, а не современные участки развития сохранившихся от эрозии ниже-среднеюрских отложений. Даурское и Восточно-Забайкальское поднятия морфологически выражены системами горных хребтов. Зоны поднятия хорошо подчеркиваются рисунком речной сети.

Приаргунской, Пришилкинской, Агинской и Хилокской зонам относительно повышенного гравитационного поля (то есть пониженной мощности земной коры) соответствуют районы с относительно пониженными средними высотами рельефа. На их территории располагаются сравнительно невысокие горные хребты, разделенные широкими межгорными впадинами. Эти районы в целом отставали в воздымании от смежных зон поднятия и либо не воздымались, либо на отдельных участках слабо опускались. Так или иначе, они являются зонами относительного опускания и относятся к Даурскому и Восточно-Забайкальскому поднятиям, как крупные синклинальные структуры к сопряженным антиклинальным.

Перечисленные зоны интенсивного поднятия и относительного опускания целесообразно в дальнейшем именовать соответственно антиклинальными и синклинальными структурами первого порядка. Система структур первого порядка хорошо отражается на карте сглаженной поверхности максимальных высот современного рельефа. Для составления этой карты вся площадь юга Читинской области разделена на квадраты со стороной около 20 км. В пределах каждого квадрата определялась максимальная высота рельефа и ее значение относилось к геометрическому центру квадрата. По полученной таким образом совокупности значений проведены линии равных максимальных высот. Однако в процессе составления специальных геоморфологических карт невозможно учесть долю эрозии в скульптурном оформлении рельефа. Поэтому при определении границ структур первого порядка следует отдать предпочтение гравиметрическим материалам, которые содержат информацию о глубинном строении земной коры. В рассматриваемом регионе плавные изменения гравитационного поля сочетаются с полосами повышенных горизонтальных градиентов, что свидетельствует о сочетании плавных изгибов коры с глубинными разломами. Определение по геофизическим данным положения глубинных разломов, часто приуроченных к границам структур первого порядка, позволяет более четко очертить эти структуры. В частности, представляется возможным утверждать, что Даурское поднятие затухает в районе южнее г. Читы, а не протягивается далее на северо-восток в район Олекминского Становика, как это считалось ранее. Современное поднятие Олекминского Становика представляет собой самостоятельную структуру, пространственно не связанную с Даурским сводом. Следует отметить, что Н. А. Флоренсов, выделивший Даурское поднятие (1948), в одной из более поздних работ приводит схему геоморфологии Читинской области, на которой

поднятия Даурского свода и Олекминского Становика показаны раздельно. В дальнейшем под наименованием Даурский свод мы понимаем северо-восточную часть крупного Хентей-Даурского поднятия, затухающего южнее Читы.

Таким образом, в гравитационных региональных аномалиях отражаются крупные участки коры, соответствующие тектоническим структурам первого порядка, которые непосредственно выражены в средних уровнях высот современного рельефа и продолжают развиваться в настоящее время. В этом смысле указанные структуры являются неотектоническими. Совершенно очевидно, что их геоморфологическое выражение обусловлено различной мощностью земной коры.

К какому моменту геологического времени можно отнести начало формирования структур первого порядка, отражающихся в региональных аномалиях силы тяжести, либо, иными словами, когда в общих чертах сформировались близкие качественно к современному соотношения между величинами мощности коры в отдельных зонах Восточного и Центрального Забайкалья? Для решения этого вопроса рассмотрим кратко следующие положения.

Современные межгорные впадины (тектонические структуры второго порядка), площадь которых выровнена процессами аккумуляции, в подавляющем большинстве случаев совпадают с имеющими синклиналиное строение полями развития верхнемезозойских (преимущественно нижнемеловых) кластогенных образований. Структурно-фациальный анализ показывает (Иванов, 1949; Нагибина, 1946, 1963; Писцов, 1963; Флоренсов, 1948, 1960), что наблюдаемые в настоящее время контуры нижнемеловых впадин в той или иной степени близки к первичным. Кластический материал поступал в депрессии с непосредственно примыкавших к ним невысоких горных хребтов. Следовательно, современное распределение прогибающихся и воздымающихся участков сохранилось с позднего мезозоя. Основываясь на этом, а также на изучении дислокаций, отложений и фундамента депрессий, Н. А. Флоренсов пришел к выводу о том, что с начала позднего мезозоя по настоящее время в Центральном и Восточном Забайкалье протекает прерывистый процесс линейного коробления фундамента. Возникающие при этом складки, осложненные разломами, непосредственно проявляются на поверхности земли, образуя тектоническую основу горных хребтов и впадин (Флоренсов, 1948, 1960). Вывод об унаследованности современных структур от позднего мезозоя Н. А. Флоренсов (1948) совершенно справедливо распространяет и на структуры первого порядка — такие, как Даурское поднятие (антиклинорий).

В Восточном Забайкалье современные и позднемезозойские структуры первого порядка являются обращенными по отношению к аналогичным тектоническим элементам, существовавшим в эпохи нижней и средней юры. На месте Восточно-Забайкальского поднятия в эпохи нижней и средней юры существовал довольно крупный прогиб, в котором накапливались мощные толщи (до 7 км) морских и прибрежно-континентальных отложений (Козеренко, 1956; Мушников, 1961). Окружающая этот прогиб Приаргунская, Агинская и большая часть Пришилкинской зоны были поднятиями. Только на рубеже среднеюрской и верхнеюрской эпох, когда прогиб замкнулся и произошло внедрение интрузий, на его месте выросло горное сооружение. Приаргунская, Пришилкинская и Агинская зоны превратились в относительные опускания. Именно в их пределах преимущественно накапливались верхнеюрские эффузивно-осадочные толщи, а позже — нижнемеловые кластические отложения. Последние никогда не были развиты на всей площади зон относительного опускания, а отлагались лишь в пределах депрессий, представленных, как было указано выше, синклиналиные структуры второго порядка.

Несколько неопределеннее решался вопрос о времени образования Даурского поднятия. Однако в последнее время достоверно установлено (Старченко, 1963) наличие сильно размытых нижнеюрских кластических отложений на вершине Даурского свода (так называемая гольцовая юра). Кластические отложения смяты в довольно напряженные складки (углы падения до 60°), метаморфизованы и прорваны крупными массивами гранитов среднеюрского харалгинского комплекса. Есть все основания полагать, что эти отложения, несмотря на континентальный характер, были первоначально развиты на более широкой площади, а впоследствии их большая часть была уничтожена денудацией. Нижнеюрские осадочные породы наблюдаются в небольших тектонических блоках, не имеющих какого-либо четкого геоморфологического выражения. Поэтому нельзя считать, что тектонические движения, создавшие современное Даурское поднятие, унаследованы от нижнеюрских движений. Поднятие, по-видимому, начало формироваться здесь только в средней юре, так как грубокластические отложения харюлгатинской свиты (средняя юра) почти не встречаются в его пределах. Крупные поля этих отложений картируются в Хилокской зоне относительного опускания, где они распространяются даже на низкие водораздельные пространства (Старченко, 1963). Небольшие поля верхнеюрских эффузивов часто встречаются в опущенных блоках и в Даурской зоне, но эффузивно-осадочные образования того же возраста и нижнемеловые кластические отложения накапливались в локальных впадинах, расположенных преимущественно в пределах зон относительного опускания.

На качественную унаследованность современного распределения мощностей земной коры от позднего мезозоя (конец среднеюрской эпохи — верхнеюрская эпоха) указывает наличие корреляционной связи между средними значениями мощности коры в крупных зонах и интенсивностью проявления позднемезозойского (предверхнеюрского и верхнеюрского) интрузивного магматизма. Целесообразность совместного рассмотрения всех позднемезозойских интрузивов вытекает из следующих соображений. Изучение юрских интрузивных образований в междуречье Шилки и Аргуни привело Р. В. Лесняка (1963, 1965) к выводу о том, что они могут быть отнесены к различным фазам единого длительно развивавшегося магматического комплекса. Для некоторых крупных гранитоидных плутонов, считавшихся ранее предверхнеюрскими (Козеренко, 1956), в настоящее время достоверно установлен верхнеюрский возраст (Лесняк, 1963, 1965; Рутштейн, 1961). К их числу относятся, в частности, Соктуйский гранитный массив. Аналогичные по составу и металлогенической специализации гранитоиды в Центральном Забайкалье считаются предверхнеюрскими (Старченко, 1963).

Из рассмотрения исключены только интрузии борщевочного (цаган-олуевского) комплекса, так как существуют весьма серьезные сомнения в их принадлежности к позднему мезозою (Козеренко, 1956). По-видимому, крупные плутоны, относимые к данному комплексу, являются сложными, еще в значительной степени не расчлененными телами. С. М. Синица (1963) установил, что в так называемом Цаган-Олуевском гранитоидном массиве собственно позднемезозойской является только его северо-восточная (Кондуевская) часть. Остальная часть массива представляет собой выход доюрского основания, метаморфизованного в позднем мезозое совместно с залегающими на нем горизонтами нижней юры.

Для выяснения упомянутой выше корреляционной связи территория Восточного и Центрального Забайкалья, включающая Даурский и Восточно-Забайкальский региональные минимумы, Агинский, Приаргунский и Пришилалский максимумы, разделена на шесть зон. В пределах каждой зоны с использованием графика, предложенного Р. М. Деменицкой (1960), по гравитационному полю подсчитана средняя мощность

земной коры. Произведен также подсчет отношения площади, занимаемой выходами позднемезозойских интрузивов, к площади всей зоны. Обычными приемами (Вентцель, 1962; Плохинский, 1961) по шести парам значений произведена оценка коэффициента корреляции между средней мощностью коры и этим отношением (рис. 1). Коэффициент корреляции оказался равным 0,94. Ошибка репрезентативности, подсчитанная по формуле для малочисленных выборок (Плохинский, 1961), составила 0,173; критерий достоверности равен 5,4. Последняя величина несколько превышает вторую степень вероятности безошибочного суждения, если предполагать, что статистические оценки по малочисленным выборкам подчиняются распределению Стьюдента. Приближенный учет площади кровли интрузивов, не вскрытых на уровне современного эрозионного среза, практически не изменил величину коэффициента корреляции, а лишь увеличил коэффициент регрессии. Определение площади кровли плутонов и их частей, не вскрытых эрозией, выполнено путем ин-

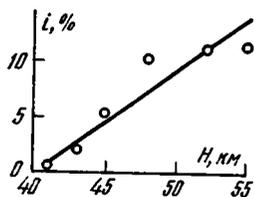


Рис. 1. Зависимость между средней мощностью коры (H) и долей площади зоны, занимаемой позднемезозойскими интрузивами (i%)

терпретации геофизических аномалий (Зорин, 1962, 1963). Сохранение величины коэффициента корреляции свидетельствует о том, что связь между современной мощностью земной коры и интенсивностью проявления позднемезозойского интрузивного магматизма установлена объективно и на степень этой связи практически не влияют различия в глубине эрозионного среза.

Многие исследователи (ван Беммелен, 1960; Белоусов, 1962; Кузнецов, 1964; Федьинский, 1960) указывают на связь поднятий, вызванных, очевидно, увеличением мощности сиалической коры, с близким по времени внедрением гранитоидных интрузий. Основываясь на этом, следует полагать, что наблюдаемые в настоящее время соотношения между средними значениями мощности земной коры в различных зонах Восточного и Центрального Забайкалья возникли в общих чертах в начале позднего мезозоя (конец средней юры — верхняя юра). Различия между величинами мощности коры в отдельных районах должны были проявляться в различной интенсивности поднятия поверхности районов подобно тому, как это наблюдается в настоящее время.

На основании изложенных соображений следует считать, что крупные структуры коры, отражающиеся в региональных аномалиях силы тяжести, в самом общем виде возникли в начале позднего мезозоя. Именно это положение и позволяет использовать гравитационные материалы для тектонического районирования Восточного и Центрального Забайкалья применительно к позднемезозойскому этапу. Автором составлена тектоническая схема (рис. 2), на которой выделены Даурская и Восточно-Забайкальская зоны интенсивного воздымания (антиклинальные структуры первого порядка) и зоны относительного опускания (синклиналильные структуры первого порядка). К последним относятся Хилокская, Агинская, Пришилкинская и Приаргунская зоны. Необходимо еще раз подчеркнуть своеобразие синклиналильных структур первого порядка. На большей части своей территории они как в позднем мезозое, так и в кайнозое были лишены осадочного наполнения в связи с тем, что представляли собой в основном зоны относительного опускания (поднятие в их пределах было менее интенсивным, чем в Даурской и Восточно-Забайкальской зонах). Только отдельные сравнительно небольшие участки этих зон (тектонические элементы второго порядка) испытывали абсолютное прогибание, что привело к накоплению в локальных впадинах эффузивно-осадочных образований верхней юры (мощность до 1500 м) и кластических отложений нижнего мела

(мощность до 2000 м). Синклинальные структуры первого порядка характеризуются повышенной «плотностью» распространения в их пределах позднемезозойских депрессий (рис. 2).

Сам подход к выделению позднемезозойских синклинальных структур первого порядка (синклинорий), лишенных на значительной части своей

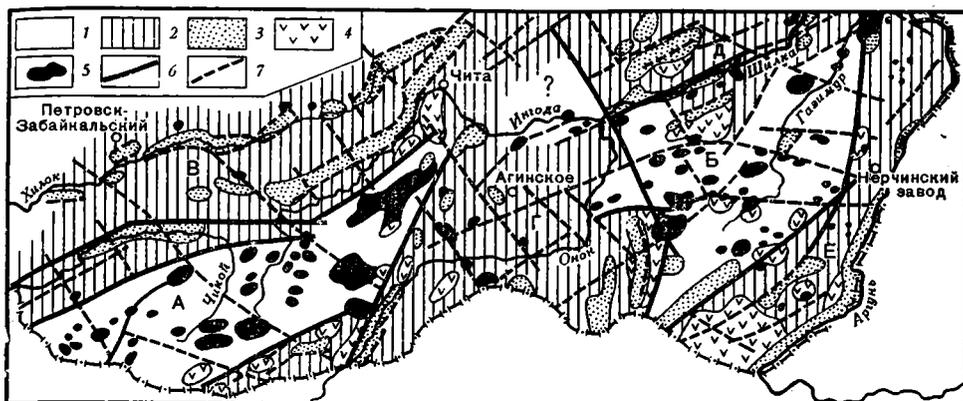


Рис. 2. Тектоническая схема Восточного и Центрального Забайкалья для позднемезозойского этапа

1 — зоны поднятия (антиклинальные структуры первого порядка): А — Даурская, Б — Восточно-Забайкальская; 2 — зоны относительного опускания (синклинальные структуры первого порядка): В — Хилокская, Г — Агинская, Д — Пришилкинская, Е — Приаргунская; 3 — впадины, заполненные кластическими позднемезозойскими (преимущественно нижнемеловыми) отложениями; 4 — поля развития верхнеюрских эффузивных и эффузивно-осадочных образований; 5 — позднемезозойские гранитоиды; 6 — глубинные разломы; 7 — разломы глубокого заложения

территории осадочного наполнения, в принципе не нов. В этом смысле автор считает себя последователем Н. А. Флоренсова (1948) и Е. В. Павловского (1948), выделивших обширные синклинории, сопряженные с Даурским поднятием. Хилокская зона представляет собой фрагмент Витимо-Селенгинского синклинория, Агинская является частью громадного и сложного Восточно-Забайкальского синклинория (по Н. А. Флоренсову, 1948). Однако геофизические и морфометрические данные в совокупности с приведенными выше соображениями об общей унаследованности кайнозойских структур от позднемезозойских, как представляется, позволяют уточнить контуры Даурского поднятия и дополнительно выделить Восточно-Забайкальское поднятие. Выделение последнего в границах, указанных на рис. 2, с неизбежностью приводит к обособлению Агинской, Пришилкинской и Приаргунской синклинальных структур первого порядка. Следует отметить, что в самых общих чертах о синклинальном строении Пришилкинской и Приаргунской зон применительно к позднемезозойскому этапу (верхняя юра — нижний мел) писал еще С. С. Смирнов (1944), обосновывая концепцию о симметричном строении Восточного Забайкалья.

На тектоническую схему нанесены плутоны позднемезозойских гранитоидов, в том числе и те их части, которые не вскрыты на уровне современного эрозионного среза, а выявлены по геофизическим данным. Увеличение количества и размеров позднемезозойских плутонов в зонах поднятий по сравнению с зонами относительных опусканий проявляется достаточно четко, особенно в пределах Центрального Забайкалья (рис. 2). Позднемезозойские интрузии сравнительно широко распространены и на территории Агинской зоны, игравшей в позднем мезозое роль сравнительно стабильного участка (междугорья). По положению и развитию эта зона до некоторой степени напоминает срединный массив.

Ю. А. Кузнецов (1964) считает, что гранитоидный магматизм, свойственный поздним стадиям развития подвижных областей (в широком

смысле этого термина), проявляется преимущественно в пределах близких ему по возрасту поднятий, причем срединные массивы отнюдь не являются запретными местами для проявления гранитоидных интрузий. Оловянно-вольфрамовый пояс, выделенный С. С. Смирновым (1944), включает именно территории позднемезозойских поднятий и расположенной между ними Агинской зоны. Это вполне естественно, так как месторождения олова и вольфрама генетически и пространственно связаны с позднемезозойскими гранитоидами (Радкевич, 1960 и др.).

На тектонической схеме (рис. 2) показаны разломы, фиксирующиеся в поле силы тяжести. Последние разделены на две группы. К первой отнесены разломы, отражающиеся полосами повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести (гравитационными ступенями), которые обладают большой протяженностью и значительной шириной. Эти гравитационные ступени сохраняются при осреднении поля по палетке с радиусом 40 км. Они ограничивают площади региональных максимумов и минимумов, то есть соответствуют границам крупных блоков, отличающихся значениями мощности земной коры. Название блок применительно к структурам первого порядка употреблено здесь с известной долей условности, так как резкие изменения мощности земной коры в рассматриваемом регионе, судя по гравитационному полю, сочетаются с плавными изменениями.

Разломы первой группы, по-видимому, образуют уступы, выраженные в разделе Мохоровичича, то есть являются глубинными. К их числу относится система Чикой-Ингодинских разломов и Онон-Туринский разлом, ограничивающие Даурское поднятие. Глубинными являются Приаргунские разломы и система различно ориентированных разрывных нарушений, отделяющих Агинскую зону от Восточно-Забайкальской. Перечисленные выше крупнейшие разрывы земной коры были активными в позднем мезозое, когда они разделяли тектонические зоны, характеризовавшиеся либо различным знаком, либо различной интенсивностью вертикальных движений. Для большей части разломов — Чикой-Ингодинских, Восточно-Агинских и Приаргунских — есть геологические данные о древнем возрасте заложения. Уже в палеозое они были границами тектонических зон, обладавших различным знаком вертикальных движений (Нагибина, 1963; Старченко, 1963). Онон-Туринский разлом, отделяющий Даурское поднятие от Агинской зоны, возник, по всей вероятности, только в мезозое, так как при переходе через него не обнаружено никаких фациальных изменений в отложениях пермского возраста, а складки, в которые смяты эти отложения, рассечены данным разломом почти вкрест простирания (Зорин, 1963; Канищев, 1964).

Разломы второй группы отражаются более узкими и часто менее протяженными гравитационными ступенями. К этой же группе отнесены разломы, прослеживающиеся в гравитационном поле фрагментарно, как линии, при переходе через которые нарушается корреляция локальных аномалий силы тяжести. Разломы второй группы, по-видимому, не образуют уступов на разделе Мохоровичича. Их целесообразно называть разломами глубокого заложения (Нагибина, 1963). Для определения возраста образования каждого из них необходимы материалы детальных геологических съемок. Большинство этих разломов было активно в мезозое, так как положение позднемезозойских интрузивов часто контролируется именно разломами второй группы. Эта закономерность особенно четко проявляется в зонах пониженной мощности коры, где интрузивов немного и они имеют сравнительно небольшие размеры. На территории Даурского поднятия, где интрузивы развиты более широко, а их размеры значительны, контролирующая роль разломов несколько менее наглядна (рис. 2).

Разломы, отражающиеся в гравитационном поле, были сведены в круговую диаграмму, по лучам которой откладывалась суммарная длина

разломов того или иного простирания. В пределах южной части Читинской области преобладают разломы, имеющие северо-восточное простирание (главному максимуму на диаграмме соответствует азимут 60°). Северо-восточное простирание в основном характерно также и для разновозрастных складчатых структур и для современных горных хребтов. В преобладании разломов подобного простирания проявляется, по-видимому, как первичная делимость земной коры, так и сопряженность поздних разломов с крупными складчатыми структурами.

Второй максимум на диаграмме, соответствующий северо-западному простиранию (320°), имеет интенсивность в 2,5 раза меньшую, чем главный максимум. Наименьшую роль в Восточном и Центральном Забайкалье играют меридиональные разломы.

Наиболее достоверно устанавливаются вертикальные движения блоков, ограниченных разломами. В некоторых районах выяснено наличие надвигов в краевых частях верхнемезозойских депрессий (Данилович, 1961). В отдельных случаях можно предполагать существование сдвиговой составляющей при перемещении блоков. В частности, протяженный разлом северо-западного простирания, который сечет Читино-Ингодинскую депрессию в районе пос. Кука и Хилокскую депрессию в районе пос. Бальзино, является, по-видимому, левосторонним сдвигом, так как северо-восточные части этих депрессий смещены по нему к северо-западу на расстояния 10—15 км (рис. 2).

В трактовке тектонической сущности позднемеозойского этапа и его соотношения с предшествующим (среднемеозойским) этапом, как известно, нет единого мнения. Значительная часть исследователей, считая среднемеозойский прогиб Восточного Забайкалья геосинклинальным, либо субгеосинклинальным, полагает, что в позднем мезозое тектоническое развитие Забайкалья шло по особому пути, отличному как от геосинклинального, так и от платформенного. Е. В. Павловский (1948) называет этот своеобразный тип движений аркогенезом, Н. А. Флоренсов (1948) — линейным короблением фундамента, подчеркивая при этом, что образование пологой складчатости неизбежно сочетается с движениями по разломам. Б. А. Иванов (1949) относит Забайкалье в позднем мезозое к зоне специфических глыбовых движений. И. В. Корешков (1960) предлагает рассматривать Западное и Центральное Забайкалье как мезозойскую область сводового поднятия.

В. Н. Козеренко считает, что переход от средней юры к верхней в Восточном Забайкалье знаменует смену геосинклинальных условий парагеосинклинальными, которые в нижнем мелу сменились специфическими, но в общем уже платформенными (Козеренко, 1956).

Недавно появилась работа М. С. Нагибиной (1963), в которой среднемеозойские прогибы и позднемеозойские впадины объединены в восточно-азиатскую группу структурных форм, по своим качествам отличающихся как от геосинклинальных, так и от платформенных структур. При этом, разумеется, впадины и прогибы рассматриваются совместно с сопряженными поднятиями. М. С. Нагибина полагает, что среднемеозойские прогибы и верхнемезозойские впадины Забайкалья отличаются друг от друга только по масштабам проявления единого глубинного процесса — ревивации (оживления). Введение данного термина подчеркивает образование прогибов и впадин на консолидированном основании (Нагибина, 1963).

Ю. В. Комаров, М. М. Одинцов и П. М. Хренов (1964), подчеркивая отличия тектонического развития Забайкалья в течение всей мезозойской эры как от платформенного, так и от геосинклинального типов, выделяя особый эпигональный тип развития коры.

Большой интерес представляет концепция Ю. А. Косыгина и И. В. Луличко (1962), выделяющих континентальный ряд структурных форм наряду с общепринятым (шельфовым) рядом. Для общей характери-

ки мезозойского развития Монголо-Охотского пояса, который включает Восточное и Центральное Забайкалье, эти исследователи предлагают применить термин «террасинклинальная система». Террасинклиналь рассматривается как континентальный гомолог геосинклинали.

Несмотря на ряд различий между тремя последними из перечисленных выше концепций, их авторы (Нагибина, 1963; Комаров, Хренов, 1964; Косыгин, Лучицкий, 1962) единодушны в том, что анализ формаций и структур не позволяет относить мезозойскую подвижную область, которая включает в себя Восточное и Центральное Забайкалье, к геосинклинальному типу развития. Совместно с некоторыми регионами Восточной Азии эта подвижная область должна быть отнесена к особому типу тектонических форм, не укладывающемуся в классический ряд развития. С подобной трактовкой вопроса (в самом общем виде) следует, по-видимому, согласиться.

Сущность тектонической истории Восточного и Центрального Забайкалья в конце среднеюрской, на протяжении верхнеюрской и нижнемеловой эпох, видимо, можно определить как позднюю стадию развития крупного фрагмента мезозойской подвижной области. При этом некоторые закономерности, обнаруженные в Восточном и Центральном Забайкалье (время и место возникновения позднемезозойских структур первого порядка, их дальнейшее развитие), нельзя механически переносить на другие районы громадной мезозойской подвижной области.

Тектоническое районирование Восточного и Центрального Забайкалья для позднемезозойского этапа проведено на основании геофизических данных, которые дают информацию о современном состоянии земной коры. Поэтому в заключение уместно вернуться к рассмотрению вопроса об унаследованности неотектонических структур первого порядка от позднемезозойских. В подобной унаследованности автор склонен видеть действие изостатического механизма. Участки утолщения коры, то есть «корни» современных обширных поднятий, образованы, как было показано, в позднем мезозое. Поднятия эродированы (разгружаются) более интенсивно, чем относительные опускания и, вследствие стремления к равновесию, более интенсивно воздымаются. Чтобы уничтожить поднятие, надо уничтожить и его «корень», вертикальные размеры которого в 6—7 раз превышают относительную высоту поднятия (Люстих, 1957). Если предположить, что средняя толщина слоя пород, денудированного за время существования Даурского и Восточно-Забайкальского поднятий, составляет 2000 м (величина, необходимая для вскрытия интрузий фаций средних и малых глубин), то в связи с «всплыванием» разгруженного участка средняя высота местности понизится всего на 300 м. Расчет выполнен по известной формуле (Люстих, 1957), плотность денудированного материала принята равной $2,7 \text{ г/см}^3$, плотность подкорового вещества — $3,2 \text{ г/см}^3$.

Восстановление изостатического равновесия, по-видимому, должно протекать неравномерно, так как земная кора в силу своей механической прочности оказывает сопротивление действию «всплывающего корня гор». По мере разгрузки крупного участка напряжения накапливаются и, в конце концов, превосходят предел прочности коры. Происходит взламывание земной коры и резкое воздымание участка. Таким образом, весь процесс может протекать прерывисто, с периодическим образованием пониженного и горного рельефа. Однако общая тенденция к поднятию сохраняется до тех пор, пока данной зоне еще свойственна относительно повышенная мощность земной коры. Примеры такого прерывистого развития можно найти в кайнозойской истории Забайкалья. В частности, отмечено (Канищев, 1963), что последнее сравнительно интенсивное воздымание Даурского свода произошло в четвертичном периоде, но тем не менее унаследованность развития этой структуры от позднего мезозоя очевидна.

При резком воздымании участка нарушаются его связи с соседними крупными блоками земной коры, подновляются глубинные разломы, которые вследствие падения давления нарушают физико-химическое равновесие на больших глубинах (возможно, в верхах мантии), где возникают локальные очаги плавления. Последние могли быть источниками нижнемеловых (?) и кайнозойских базальтов, слагающих в Восточном и Центральном Забайкалье весьма небольшие по площади и мощности покровы.

На основании изложенного, очевидно, следует полагать, что современные тектонические движения, проявившиеся в Восточном и Центральном Забайкалье, отличны по своей природе от неотектонических движений Байкальской области сводового поднятия. В рассмотренной части Забайкалья мы имеем дело с движениями, унаследованными от поздне-мезозойского этапа. Этими движениями периодически восстанавливается приближенное изостатическое равновесие, постоянно нарушаемое денудацией, то есть движения обусловлены процессом, который по своей сущности является затухающим.

Байкальская же область сводового поднятия находится в настоящее время на вершине своего развития, а возможно, даже на восходящей его ветви (Флоренсов, 1960). Обширные поднятия и осложняющие их впадины образовались здесь в кайнозое. Причиной воздымания крупных участков явилось, возможно, интенсивное увеличение мощности земной коры в их пределах, связанное с глубинными процессами. Указанием на глубинность этих процессов служит широкое проявление базальтового вулканизма как в пределах области кайнозойского сводового воздымания, так и на площадях, непосредственно примыкающих к ней. Масштабы этого проявления вулканизма не могут быть сопоставлены с незначительными излияниями кайнозойских базальтов, происходившими в пределах Восточного и Центрального Забайкалья.

Литература

- Андреев Б. А. и Клущин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Беммелен Р. ван. Системы течений в силикатной оболочке. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники», Изд-во иностр. лит., 1960.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. Физматгиздат, 1962.
- Данилович В. Н. О локальных покровных структурах на юге Восточной Сибири. Сб. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат, 1961.
- Деменицкая Р. М. Строение кристаллической оболочки земли по геофизическим данным. В сб. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Зорин Ю. А. Применение геофизических методов для изучения мезозойских интрузивов гранитного состава. Вестн. Вост. Сиб. правл. НТО цветн. металлургии, № 7, Чита, 1962.
- Зорин Ю. А. К вопросу о геологической интерпретации геофизических данных по некоторым гранитным плутонам Восточного Забайкалья. Зап. Забайк. отд. геогр. о-ва, вып. XXI, Чита, 1963.
- Зорин Ю. А. Структура Агинского палеозойского поля (Восточное Забайкалье). Сов. геология, № 6, 1964.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32, Иркутск, 1949.
- Канищев А. Д. О поднятии Мергенского и Асинского хребтов над уровнем Чикойской депрессии в конце четвертичного периода. Зап. Забайк. отд. геогр. о-ва СССР, вып. XXII, Чита, 1963.
- Канищев А. Д. Крупнейшие разрывные нарушения Центрального Забайкалья. Тезисы докл. первой науч. конфер. геол. секции им. В. А. Обручева Забайк. отд. геогр. о-ва СССР, Чита, 1964.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1956.
- Комаров Ю. В. Третий структурный элемент развития континентов на примере Забайкалья. Тезисы докл. первой науч. конфер. геол. секции им. В. А. Обручева Забайк. отд. геогр. о-ва СССР, Чита, 1964.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных

- тектонических структур Восточной Азии. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. В сб. «Деформация пород и тектоника», Изд-во «Наука», 1964.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. В кн. «Тектоника Сибири». Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Наука», 1964.
- Лесняк Р. В. Возраст и фазы юрского магматизма Шилка-Аргунского междуречья. Зап. Забайк. отд. геогр. о-ва СССР, вып. XXI, Чита, 1963.
- Лесняк Р. В. К вопросу о связи вулканогенных и интрузивных образований Восточного Забайкалья. Тезисы докл. второй научн. конфер. геол. секции им. В. А. Обручева Забайк. отд. геогр. о-ва СССР, Чита, 1965.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Изд-во АН СССР, 1957.
- Мушников А. Ф. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья. Совещ. по разраб. стратигр. схем Забайкалья (тезисы докладов), ВСЕГЕИ, Л., 1961.
- Нагибина М. С. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Писцов Ю. П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья. Геол. и геофиз., № 9, 1963.
- Плохинский Н. А. Биометрия. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1961.
- Радкевич Е. А. О связи оловорудных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Рутштейн И. Г. О принципах металлогенического анализа территории Восточного Забайкалья. Бюл. научно-технич. горного о-ва Читинского геол. управл., № 6, Чита, 1961.
- Сажина Н. Б. Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. Сов. геология, № 8, 1962.
- Синица С. М. Новые данные о строении Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области», вып. 1, Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1944.
- Старченко В. В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области», вып. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Федынский В. В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналиях. Сб. «Памяти академика А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.
- Федынский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Сб. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1948.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.

Институт земной коры
СО АН СССР

Статья поступила
13 апреля 1965 г.

Yu. A. ZORIN

ON THE TECTONICS OF EASTERN AND CENTRAL TRANSBAIKAL IN LATE MESOZOIC

On the basis of geophysical and geological data, within Eastern and Central Transbaikal there have been identified Late Mesozoic structures of the first order (antiforms and relative synforms), deep faults, and deepseated fractures which control the position of Late Mesozoic granitoid intrusions. The location pattern of these intrusions as well as Late Mesozoic basins is discussed in terms of its relation to the structures of the first order. The relationship between the Late Mesozoic structures of the first order and the large neotectonic structures is analyzed.

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the U. S. S. R.
Academy of Sciences.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(471.1)

В. И. БОГДАНОВ, Ю. Д. ХОДОТОВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЛЫБОВОЙ СТРУКТУРЫ
БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ШИТА

В практике геологических исследований иногда полезно отвлечься от частных особенностей каких-либо предметов или явлений и попытаться установить общие присущие им закономерности. В настоящей работе за основу такой общности были приняты региональные и зональные аномалии по классификации А. К. Маловичко (1956).

На рис. 1 схематично изображены гравитационные аномалии Фая по Т. Хонкасало (Honkasalo, 1961), эпицентры землетрясений по каталогу М. Боота (Báth, 1956), дополненному по данным Г. Д. Панасенко (Никонов, Панасенко, 1963), и изолинии позднего и послеледниковых поднятий, в метрах, по Н. И. Николаеву (1949). Преобразования гравитационных аномалий Буге выполненные по территории СССР, Финляндии и Швеции, показывают, что нулевая изолиния карты аномалий Фая хорошо совпадает с линиями максимальных горизонтальных градиентов региональной составляющей силы тяжести в редукции Буге. Анализ зависимости аномалий Фая от рельефа и геологического строения обнаруживает, что такого же совпадения нулевой изолинии Фая с линиями градиентов регионального поля можно ожидать и для всей территории Балтийского щита. Из сопоставления региональных гравитационных зон с характером распределения плотности горных пород следует, что региональные аномалии обусловлены особенностями глубинного строения земной коры и верхней мантии, проявляющимися в глыбовой структуре Балтийского щита. Об этом же свидетельствуют рельеф дневной поверхности и морского дна, распределение сейсмичности, разрывных нарушений, наиболее широко распространенных на границах отдельных глыб, а также результаты сейсмических исследований (Деменницкая и др., 1964; Penttilä and others, 1960). Отрицательная региональная аномалия над Скандинавскими горами обусловлена так называемыми корнями гор. Сейсмические провинции Нордландет и Вестландет хорошо оконтуривают западную границу этой структуры.

Полосовая отрицательная аномалия над Ботническим заливом также связана с прогибом земной коры. Аномалия хорошо оконтуривается зонами повышенной сейсмической активности и в тектоническом отношении совпадает с грабенообразным опусканием участка земной коры. На территории Мурманской области она прослеживается приблизительно до материковой границы Кольского полуострова на северо-востоке и до линии по рекам Тулома — Нота на севере (Богданов, Сорокина, 1964). С особенностями глубинного строения связаны и аномалии Кольского п-ова, Карелии и Ленинградской области. Многие из них хорошо отражаются в рельефе. Эти выводы не противоречат результатам исследований проведенных ранее (Андреев, 1938; Соловьев 1963; Шустова, 1963).

В простирании глыбовых структур наблюдается вполне отчетливая закономерность, выражающаяся в вытянутости их в северо-западном и северо-восточном направлениях. Эта закономерность была подтверждена при специальной статистической обработке материалов. На рис. 2 представлены розы-диаграммы простирания изолиний гравитационного поля, рельефа дневной поверхности и морского дна, новейших и современных движений, а также векторов функции коррелируемости эпицентров землетрясений по направлению¹.

Анализ результатов статистической обработки подтверждает эмпирически установленную закономерность, свидетельствующую о преимущественном развитии двух

¹ Интервал спрямления изолиний в среднем равнялся одному градусу φ ; за функцию коррелируемости принималось количество заполненных клеток размером $0,5^\circ \varphi \times 1,0^\circ \lambda$ на интервале $2,5^\circ \varphi \times 2,0^\circ \lambda$.

ортогональных систем простираения изолиний и эпицентров, оконтуривающих глыбовые структуры. Некоторое несовпадение результатов статистической обработки с отмеченной закономерностью объясняется или непредставительностью материалов в связи со слабой изученностью сейсмичности восточных районов Балтийского щита и различным характером вертикальных движений по данным Б. Гутенберга (Люстих, 1956), Н. И. Николаева (1949) и современных движений по материалам повторных нивелировок, выполненных в Финляндии (Käägüäinen, 1954) и Прибалтике (Желниш,

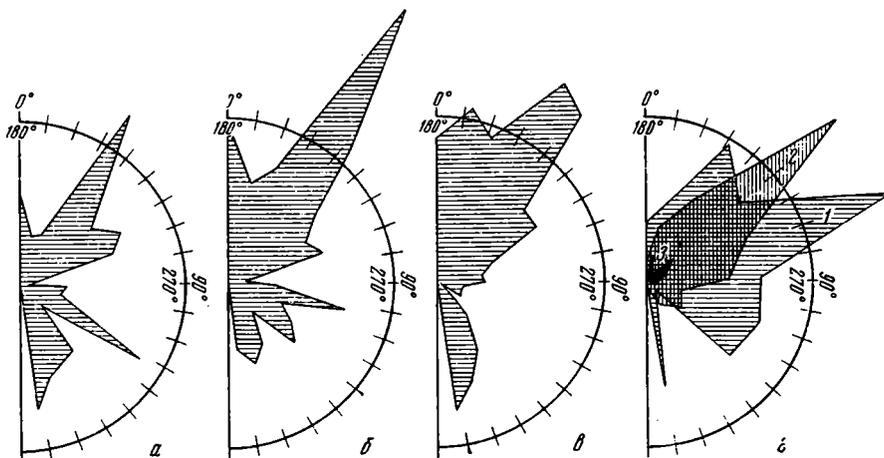


Рис 2. Розы-диаграммы:

а — простираения изолиний гравитационного поля; б — простираение изолиний рельефа дневной поверхности и морского дна; в — векторов функции коррелируемости эпицентров землетрясений; г — простираение изолиний скорости новейших и современных движений по Н. И. Николаеву (1), Б. Гутенбергу (2), по данным повторных высокоточных нивелировок в Финляндии и в Прибалтике (3)

1960), или естественным положением вещей, объяснить которое — дело будущих исследований. Сопоставление результатов обработки с картой позволяет расшифровать установленную закономерность: субмеридиональное (точнее, северо-западное) простираение глыбовых структур характерно для западных районов Балтийского щита, поперечное им — для восточных.

Установленные закономерности позволяют более определенно, чем до настоящего времени, высказаться о генезисе выделенных макроструктур. С позиций гипотезы гляциозостази следовало бы ожидать соответствия, хотя бы в первом приближении, региональных гравитационных аномалий распределению ледниковой нагрузки (Ушаков, 1960). Однако при применении нашей методики этого не установлено, что не исключает некоторой возможности выявления такого соответствия при детальном исследовании в будущем. Более естественное объяснение установленные закономерности размещения глыбовых структур находят в факте их явного подчинения простираению складчатых сооружений каледонид (параллельность структур на западе и их поперечное расположение на востоке). Это явление находится, по-видимому, в соответствии с характером напряжений, возникающих при орогенезе в обрамлении жесткой платформы. В непосредственной близости от области орогенеза возникает система субпараллельных разрывов, по мере удаления в глубь платформы переходящих в затухающие поперечные.

Несколько слов о возрасте установленных макроструктур. Седерхольм (Sederholm, 1913) считал, что депрессии Балтийского моря с заливами, Белого моря, Ладожского и Онежского озер возникли в третичное время. А. А. Полканов (1947) предполагает палеозойское время образования Кандалакшского грабена. Кроме того известны находки силурийской фауны на дне Ботнического залива и для ряда районов установлена анаследованность тектонического режима от более раннего докембрийского времени. Эти факты вместе с изложенным выше позволяют предположить, что границы глыб в общих чертах были заложены, по крайней мере, в палеозое в связи с каледонским орогенезом. Факты унаследованности границ глыбовых структур свидетельствуют об их значительном возрасте и стабильности в течение длительного времени. Из этого вытекает очень интересный вывод о подчинении контурам блоков основных тектонических нарушений в районе их границ. Другим важным выводом, опирающимся также на представления об изменении физических полей во времени, является возможность проведения историко-геологического анализа геофизических полей и восстановление на этой основе истории тектонического развития Балтийского щита в дочетвертичное время.

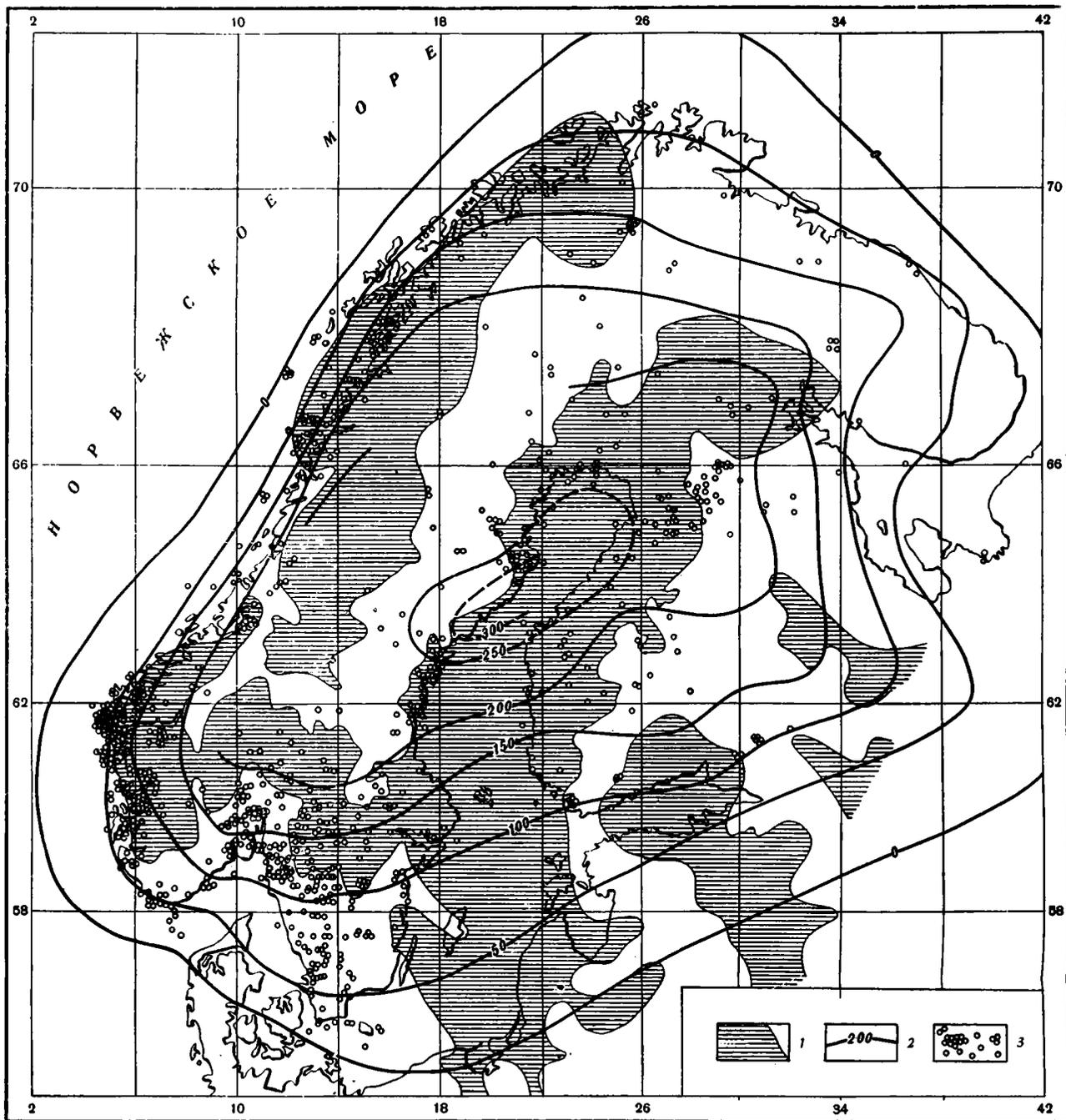
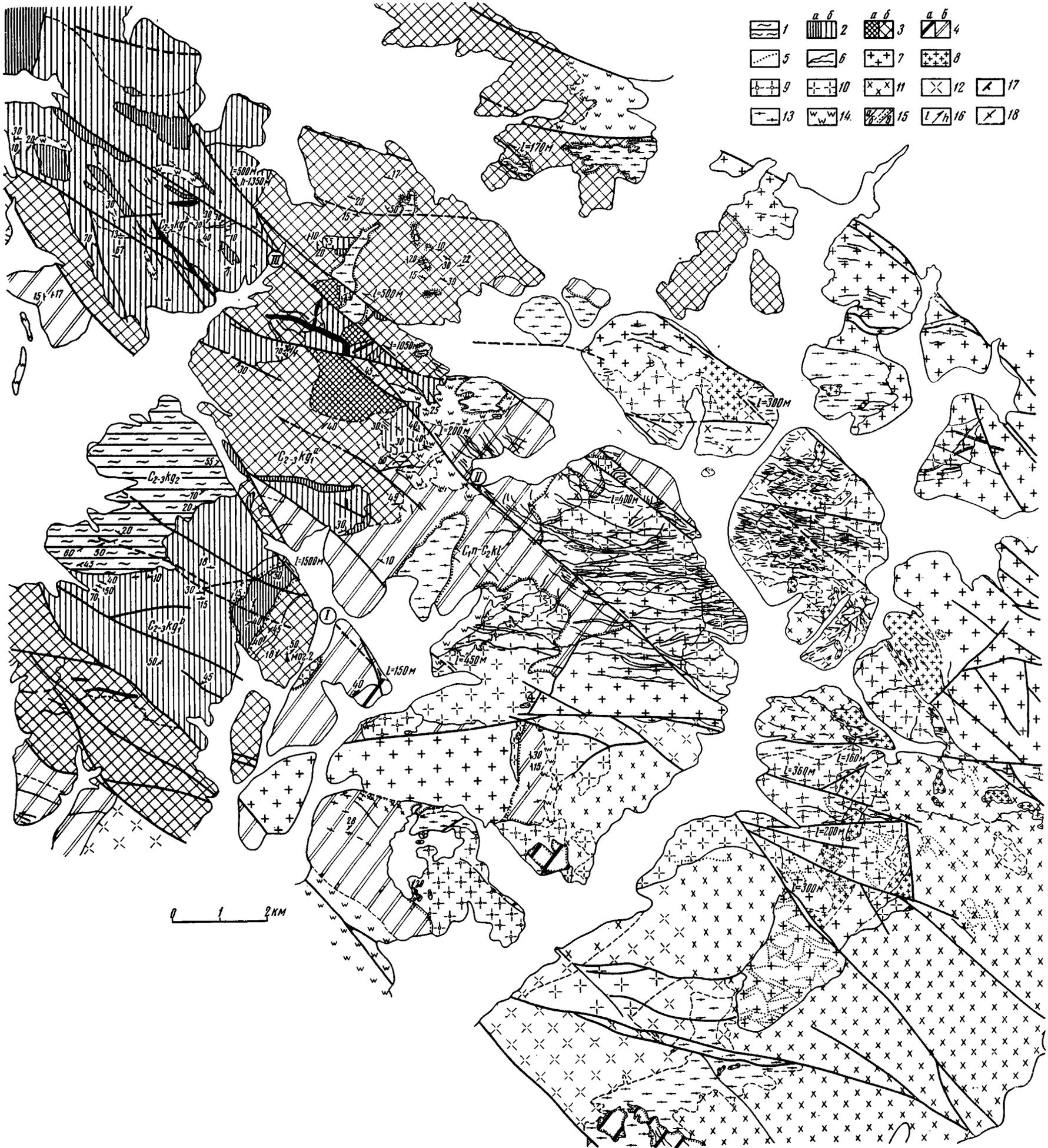


Рис. 1. Схема гравитационного поля, сейсмичности и новейших поднятий территории Балтийского щита
1 — отрицательные аномалии Фая; 2 — изолинии поздне- и послеледниковых поднятий в метрах; 3 — эпицентры землетрясений



Геологическая карта гор Музбель (составили В. В. Коптева, И. Г. Щерба)

1 — верхнекергетасская подсвита (C₂-жg₂) и нижнекергетасская подсвита: 2 — верхняя пачка (C₂-жg₁^в); а — эк-
 струзии плагпорфиров, б — плагпорфиры, их туфы, брекчи, туфопесчаники; 3 — нижняя пачка (C₂-жg₁^а); а — экструзии
 кварцевых порфиров, б — кварцевые порфиры, их туфы и брекчи; 4 — калмакхмельская свита (C_{1п}-C_{2ж1}), андезитовые и да-
 цитовые порфиры; а — жерловины; б — наплавованные образования; 5 — дайки диорит-порфиров; 6 — дайки гранит-пор-
 фиоров, кварцевых порфиров, трахипаритовых порфиров; 7 — биотитовый гранит (дополнительная интрузия) крупнокристал-
 лический; 8 — биотитовый гранит мелкокристаллический, аплиты; 9—13 — гранитоиды первой фазы: 9 — биотитово-роговообман-
 ковые граниты с такситовой структурой; 10 — гранодиорит с такситовой структурой; 11 — адамеллит; 12 — фельдшпатизирован-
 ный адамеллит; 13 — граносенит; 14 — вторичные кварциты; 15 — геологические границы: а — резкие, б — постепенные, в —
 интрузивные; 16 — разломы (l — величина горизонтального смещения, h — величина вертикального смещения). Цифры на
 карте: I — Западная зона разломов; II — Центральная зона разломов; III — Восточная зона разломов; 17 — элементы залегания;
 18 — направление флюидальности

Литература

- Андреев Б. А. О геологическом значении гравитационной карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. Материалы ЦНИГРИ, Геофизика, сб. 7, ОНТИ, 1938.
- Богданов В. И., Сорокина И. И. Глубинное строение района Монче-Чуна-тундр по геофизическим данным. Вопросы разведочной геофизики, вып. 4. Изд-во «Недра», 1964.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Строение земной коры в Арктике. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема 16. Герология дна океанов и морей. Изд-во «Наука», 1964.
- Желнин Г. А. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. Мат-лы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960.
- Люстих Е. Н. О расчете реологических свойств астеносферы по «всплыванию» Фенноскандии. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 3, 1956.
- Маловичко А. К. Методы аналитического продолжения аномалий силы тяжести и их приложения к задачам гравиразведки. Гостехиздат, 1956.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949.
- Никонов А. А., Панасенко Г. Д. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо-востока Фенноскандии. Сб. «Современные движения земной коры», № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Полкован А. А. Геология Карелии и Кольского полуострова. Госгеолиздат, 1947.
- Соловьев С. Л. О связи землетрясений Скандинавии с отрицательными формами рельефа. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 6, 1963.
- Ушаков С. А. Мощность материковых оледенений и реакция земной коры на их нагрузку. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXV, вып. 3, 1960.
- Шустова Л. Е. Ботническо-Кандалакшская зона глубинного прогиба земной коры в центральной части Балтийского щита, Докл. АН СССР, т. 148, № 2, 1963.
- Båth M. An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891—1950. Sver. geol. undersökn. Ser. C, N 545, Arsb. 50, N 1, 1956.
- Honkasalo T. The land uplift in Fennoscandia. Ann. Internat. Geophys. Year, N 11, 1961.
- Honkasalo T. Gravity survey of Finland in the years 1945—1960. Suomen geod. laitoksen julkaisuja, N 55, 1962.
- Kääräinen E. Secular land uplift in Finland computed from precise leveling. Bull. Geodes. suppl. N 34, 1954.
- Norges Geografiske Oppmåling (Geographical Survey of Norway) Oslo — Felded 1:250 000. Bouguer anomalies, Oslo, 1960.
- Penttilä E., Karras M., Nurmi A., Siivola A., Vesanen E. Report of the 1959 explosion seismic investigation in southern Finland. University of Helsinki. Publ. in Seismology, N 35, 1960.
- Sederholm J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoscandia. Bull. Commiss. geol. Finlande, N 37, 1913.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР

Статья поступила
24 мая 1965 г.

УДК 551.24(471.13)

Т. И. КУШНАРЕВА

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ В ДЕВОНЕ

Одним из основных тектонических элементов Тимано-Печорской нефтеносной провинции является Печорская впадина. Значительный объем поисково-разведочных работ, проведенный за последние годы, позволил выявить основные особенности ее геологического строения и развития. Выяснение этих особенностей, как это будет показано ниже, во многом способствует определению перспективной оценки Печорской впадины как объекта для поисков нефтяных и газовых месторождений.

Сравнительно полно изучена южная часть впадины, ограниченная на севере широтной излучиной р. Печоры. Уверенно выделяется ее юго-западный борт — зона сочленения с северо-восточным склоном Южного и Среднего Тимана, которой соответствует региональная флексура в чехле и разлом в фундаменте. С северо-востока она ограничена зоной Печорских дислокаций (Печорской грядой), протягивающейся вдоль глубинного разлома северо-западного простирания, которому в чехле отвечает серия взбросов амплитудой свыше 1000 м. На юго-востоке Печорская впадина переходит в еще бо-

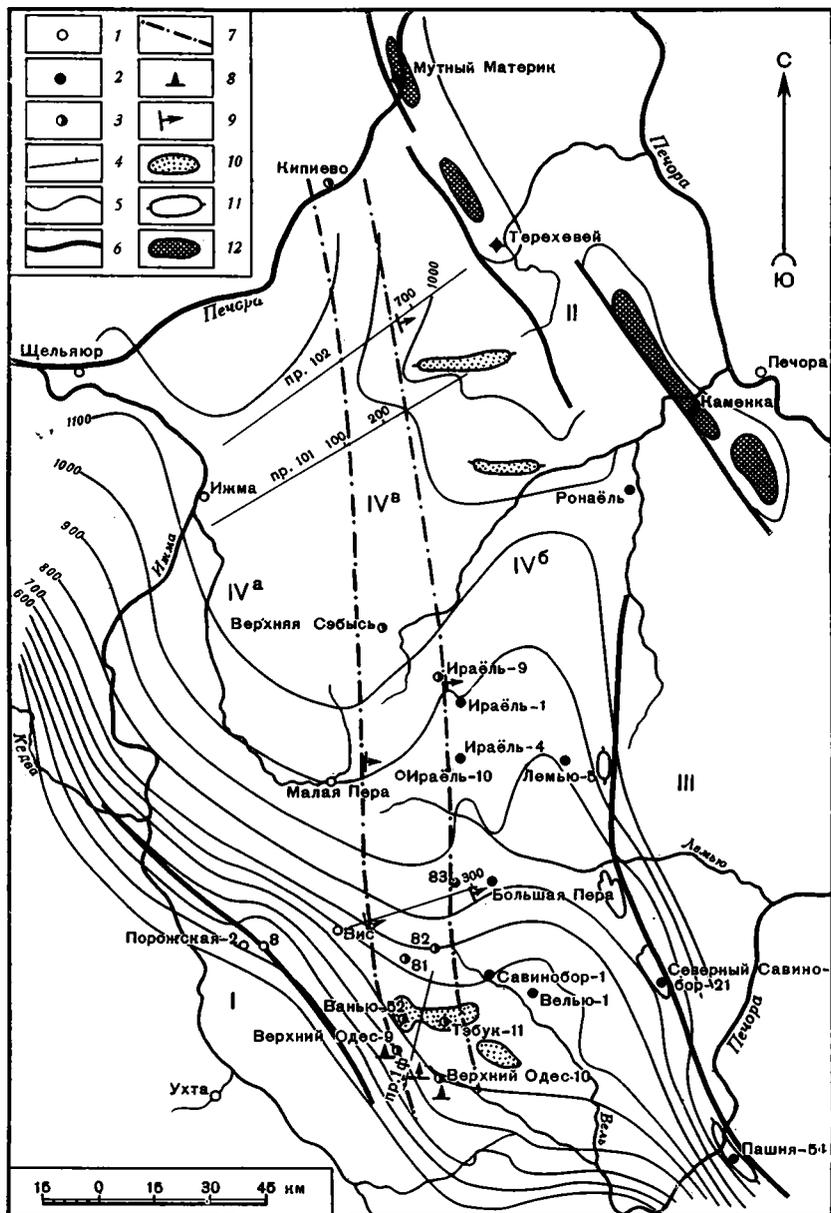


Рис. 1. Схема расположения структурно-фациальных зон Печорской впадины в девоне

1-3 — скважины, вскрывшие: 1 — разрезы западного типа; 2 — разрезы восточного типа; 3 — разрезы переходного типа; 4 — линии сейсмических профилей; 5 — изогипсы кровли карбонатных пород нижней перми; 6 — границы тектонических структур; 7 — границы структурно-фациальных зон; 8 — проявления диабазов; 9 — флексуры; 10 — структуры Печорской впадины; 11 — структуры Мичаю-Пашнинской зоны; 12 — структуры Печорской гряды

На схеме цифрами обозначены: I — Южный Тиман; II — Печорская гряда; III — Предуральский прогиб; IV — Печорская впадина: а — западная структурно-фациальная зона; б — восточная структурно-фациальная зона; в — промежуточная зона

лее глубокую Верхне-Печорскую зону Предуральского краевого прогиба. Здесь граница впадины фиксируется региональной флексурой, вдоль которой прослеживается цепочка локальных структур Мичаю-Пашнинской зоны дислокаций.

Современный структурный план Печорской впадины по маркирующему горизонту — кровле карбонатной толщи нижней перми — представлен на прилагаемой схеме (рис. 1), составленной по данным бурения и сейсморазведки с учетом материалов Н. И.

Литвиненко и Н. Д. Матвиевской. Основной особенностью регионального структурного плана Печорской впадины является чрезвычайно пологое залегание выполняющих ее отложений. Это четко отличает ее от смежных тектонических элементов: Тимана, Печорской гряды и Предуральяского краевого прогиба. Вдоль юго-западного борта впадины наблюдается сгущение изогипс северо-западного простирания, но к ее центральной части отложения нижней перми быстро выполаживаются и залегают почти горизонтально. Наиболее прогнутая область в пределах изученной южной части Печорской впадины намечается между скважинами Ижма, Верхняя Сэбысь и Кипиево.

В восточной части впадины четко выделяется вытянутая в меридиональном направлении приподнятая зона, погружающаяся на север. Она прослеживается от района Западного Тэбука к северу и где-то за Мутным Материком причленяется к Печорской гряде. В пределах этой зоны выявлено несколько локальных структур, имеющих по длинной оси почти широтную ориентировку. Здесь же установлен особый тип разреза отложений девона, существенно отличающийся от их разреза, типичного для западной части впадины. Это последнее обстоятельство позволяет наметить структурно-фациальные зоны девонских отношений. Ниже приведено сравнительное описание двух типовых разрезов — восточного и западного.

Разрезы восточного типа вскрыты многочисленными скважинами на Лемью-Ираёльской (скважины: Ираель — 1 и 4, Лемью — 5) и Велью-Савиноборской скважины (Савинобор — 1, Велью — 1 и др.) площадях. Нижняя часть осадочного чехла сложена здесь терригенной, большей частью красноцветной толщей (700—800 м) отложений кембрия (?) и ордовика, над которой залегают терригенно-карбонатные породы нижнего силура (150—170 м) и карбонатные породы (более 100 м) верхнего силура. На доломиты лудлова с перерывом и угловым несогласием ложится терригенная толща среднего девона, в наиболее полных разрезах включающая отложения эйфельского и живетского ярусов. В составе среднего девона широкое распространение имеют мощные песчаные пласты, которые в благоприятных структурных условиях содержат промышленные залежи нефти. Мощность пород среднего девона в краевых восточных разрезах Печорской впадины превышает 250 м.

Отложения французского яруса повсеместно представлены в полном объеме, причем их суммарная мощность не превышает 350 м. В их основании всегда выделяются два песчано-алевритовых пласта пашийского горизонта (20—25 м), выше — отложения кыновского горизонта (20—30 м), представленные темными серовато-зелеными аргиллитами с прослойками алевролитов и известняков, с фауной *Cyrtospirifer purchisonianus* Vern.

В средней части французского яруса залегают пачка пород доманиковского типа, в объеме которой присутствуют саргаевский горизонт в фации шугуровской свиты (10—15 м), доманиковая свита (40—50 м) и нижняя часть мендымской свиты. Здесь преобладают битуминозные, частью окремненные известняки и мергели, содержащие специфический для доманиковой фации комплекс фауны. На каротажном разрезе эти отложения четко выделяются максимальными сопротивлениями (рис. 2).

Выше во всех разрезах восточного типа залегают мощная (до 400 м) однообразная толща, представляющая пелитоморфными тонкослоистыми глинисто-карбонатными отложениями. На кривой кажущихся сопротивлений (КС) она выделяется устойчивой относительно низкоомной характеристикой. В ее нижней части встречена фауна верхнефранкских остракод: *Buregia siratschoica* Mart., *Knoxites bolchovitjinovae* Eg., *Bairdia quarziana* Eg. в верхней — фаменские остракоды: *Acratia zadonica* Eg., *Healdianella limata* Mart. и *Cyrtospirifer archiaci* Murch. Таким образом, эта толща включает большую часть мендымской свиты, воронежский, евланово-ливенский горизонты верхнефранкского подъяруса и нижнюю пачку задонского горизонта фамена. Перерыв на границе французского и фаменского ярусов здесь не наблюдается. Верхняя часть задонского горизонта и елецкий горизонт представлены мощной (250—280 м) толщей известняков, внизу с прослойками мергелей и аргиллитов, вверху — доломитизированных с фауной: *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Buregia zadonica* Eg., *Acratia zadonica* Eg. и др. Разрез фамена заканчивается отложениями данково-лебедянского горизонта (50—150 м), в составе которых получают распространение доломиты, гипсы и ангидриты. Суммарная мощность фамена составляет 400 м.

Суммарная мощность девона в разрезах восточного типа достигает 1500 м. Отложения данково-лебедянского горизонта трансгрессивно перекрыты породами визейского яруса, в основании которых выделяется базальная пестроцветная пачка. Только на восточной окраине Печорской впадины в разрезах появляются отложения турне.

Разрезы западного типа изучены по кернам разведочных скважин на Порожской площади (скв. № 8), а также по кернам Висовской, Мало-Перской, Ижемской, Щельяюрской параметрических скважин. Отложения девона общей мощностью около 650—750 м в разрезах западного типа залегают на песчано-карбонатной базальной пачке нижнего силура или непосредственно на красноцветях кембрия (?) и ордовика (нибельская свита). Толща доломитов верхнего силура в западной части Печорской впадины отсутствует. Девон представлен только верхними отделами и начинается с кыновского горизонта, отложения которого, содержащие многочисленные остатки *Cyrtospirifer purchisonianus* Vern, трансгрессивно залегают на разных горизонтах подстилающих отложений. Отложения среднего девона и пашийского горизонта в разрезах западного типа не встречены.

Разрез западной зоны

Разрез переходной зоны

Разрез восточной зоны

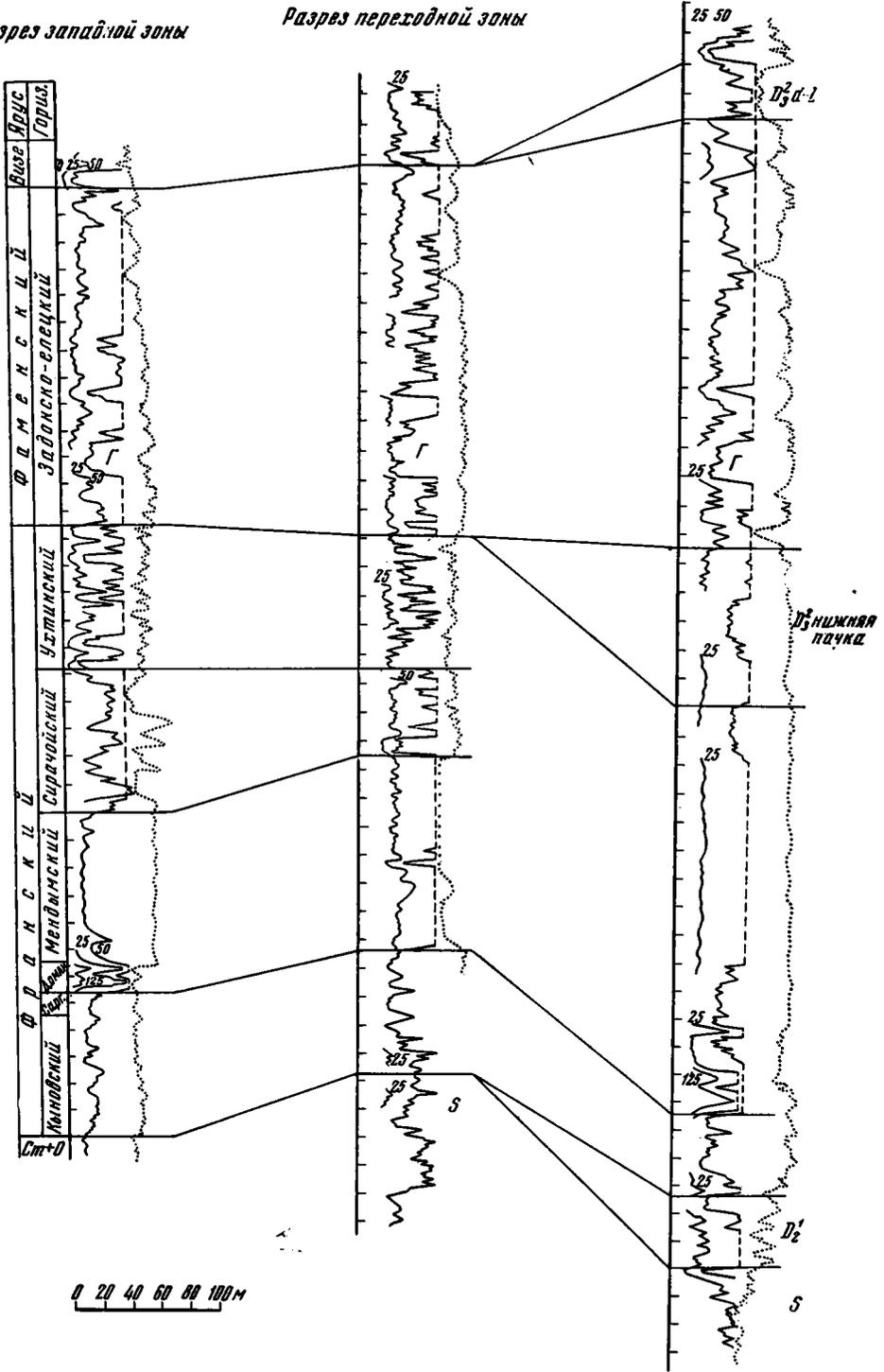


Рис. 2. Типовые каротажные разрезы девонских отложений Печорской впадины

Мощность кыновского горизонта увеличивается до 60—90 м, причем его отложения представлены преимущественно серыми глинами, среди которых постоянно встречаются характерные красноцветные глины, а также прослойки алевролитов, органических известняков и, в средней части горизонта, туфогенных пород. Саргаевский горизонт также увеличивается в мощности (до 40 м) и сложен серовато-зелеными мергелями с прослойками известняков. В доманиковой фации представлена только собственно доманиковая свита и маломощная пачка основания мендымской свиты. Как и в разрезах восточного типа, здесь преобладают битуминозные кремнистые породы, которые на кривой кажущихся сопротивлений (КС) выделяются отчетливым максимумом (см. рис. 2).

Верхняя часть франского яруса в разрезах западного типа представлена совершенно иным набором пород. В составе мендымского горизонта выделяется мощная (120—160 м) толща серовато-зеленых глин (ветласьянская свита по местной номенклатуре), обладающих низкоомной характеристикой на каротажных разрезах. Отсюда определены немногочисленные остракоды: *Selebratina gibbosa* Pol., *Gravia* aff. *aculeatiformis* Pol. Вышележащий воронежский горизонт представлен толщей (100—150 м) органических, частью рифогенных известняков сирачойской свиты с фауной кораллов, строматопор, мшанок, брахиопод и многочисленными строматолитами. Отсюда определены *Atrypa* aff. *alticola* French., *Pugnoides* aff. *triequalis* Goss., *Productella subaculeata* Murch., *Cyrtospirifer bifurcatus* Ljach., *Knoxites bolchovitinovae* Eg. Евланово-ливенский горизонт (100—120 м), венчающий разрез франского яруса, представлен гипсовыми отложениями ухтинской свиты.

На границе франского и фаменского ярусов наблюдается стратиграфический перерыв, обусловленный выпадением нижней пачки задонского горизонта. Остальная часть пород нижнего фамена по литологическому составу точно соответствует разрезам восточного типа и прекрасно увязывается с ними по каротажным характеристикам. Фаменские отложения и здесь содержат характерный комплекс фауны: *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Bairdia eleziana* Eg., *B. zadonica* Eg., *Healdianella limata* Mart., *Acratia zadonica* Eg. и др. Отложения данково-лебединского горизонта отсутствуют: в западной части Печорской впадины они повсеместно срезаются базальной пачкой визейского яруса, трансгрессивно залегающего непосредственно на породах нижнего фамена.

Таким образом, разрезы западного типа отличаются от восточных, во-первых, сокращенной вдвое суммарной мощностью (750 м против 1500 м), во-вторых, — сокращенным стратиграфическим объемом, в-третьих, — существенно иным литологическим составом отдельных горизонтов.

Сравнительный анализ отложений девона в разрезах восточного и западного типа показывает, что формирование осадков в западной и восточной частях впадины происходило в существенно различных условиях. Для восточной зоны характерно отсутствие перерывов в осадконакоплении, преобладание тонкослоистых, пелитомофных иногда битуминозных отложений, свойственных относительно глубоководным участкам бассейна. Наоборот, в западной зоне широко развиты мелководные фации, наблюдаются неоднократные перерывы, иногда сопровождающиеся выпадением стратиграфических горизонтов. Эти различия условий осадконакопления в большей степени определяются палеотектонической обстановкой девонского периода, что особенно отчетливо проявляется даже при беглом анализе истории геологического развития региона в раннем палеозое.

В начальном этапе своего развития Печорская впадина, по-видимому, являлась областью накопления мощной терригенной, преимущественно красноцветной, континентальной толщи. В силуре фиксируется первая палеозойская трансгрессия с Урала, западная граница которой не известна, так как современная граница распространения силурийских отложений является границей размыва (Калюжный, 1959).

Нижний девон в пределах Тимано-Печорской провинции не известен — в этот период произошел общий подъем всей территории, сопровождавшийся размывом верхней части додевонского комплекса. Однако воздымание было неодинаковым как по амплитуде, так и по продолжительности. Восточная зона Печорской впадины оказалась относительно менее приподнятой, и последовавший эрозионный размыв достиг лишь уровня карбонатной толщи верхнего силура. Уже с начала среднего девона осадконакопление возобновилось и устойчиво продолжалось в течение всего эйфельского и живетского времени. Западная зона впадины на том же отрезке времени оказалась значительно более приподнятой, и эрозионный срез достиг здесь основания нижнего силура и терригенных пород нибельской свиты. Воздымание, возможно с перерывами, продолжалось вплоть до кыновского времени, так как только тогда началось устойчивое осадконакопление. В результате в восточной зоне Печорской впадины повсеместно сохранились отложения силура и присутствуют породы среднего девона, а в ее западной зоне — кыновский горизонт залегают непосредственно на отложениях кембрия (?) и ордовика.

В дальнейшей истории девона дифференцированные движения западной и восточной зон Печорской впадины проявляются неоднократно, но в разной степени. В кыновское время существенные различия условий осадконакопления в этих зонах не наблюдаются, если не считать, что в западных разрезах отложения имеют более мелководный характер и только здесь среди них встречаются красноцветные породы. Однако уже на следующем этапе — в саргаевское время — западная и восточная зоны Печорской впадины оказываются в существенно различных условиях. В восточной зоне впервые проявляются признаки режима некомпенсированного осадконакопления, при котором фор-

мировались осадки доманикового типа. Такой режим здесь сохранялся на протяжении саргаевского, доманикового и мендымского времени и привел к образованию маломощной толщи битуминозных пород доманиковой фации. В то же время в западной зоне произошли существенные изменения: в саргаевское время здесь сохранялся режим мелководья, в доманиковое время на короткий период сюда распространилось интенсивное прогибание, которое привело к накоплению осадков доманиковой фации, но уже в мендымское время здесь накопилась мощная толща преимущественно глинистых пород ветласянской толщи, заполнившая впадины, и к началу воронежского времени произошла общая нивелировка.

В конце франского века различия в условиях осадконакопления в указанных зонах проявились особенно четко. В восточной зоне накопилась однообразная известково-глинистая толща, формирование которой могло происходить только в условиях относительно глубоководной части бассейна, то есть в пределах впадины, унаследованной с семилукского времени и медленно заполнявшейся осадками. На западе после отложения ветласянской глинистой толщи установился устойчивый режим мелководного шельфа, в пределах которого сначала накапливались органогенные, частью рифогенные, известняки сирачойской свиты. Позднее, в процессе регрессии франского бассейна, этот шельф превратился в осолоненную лагуну, в которой осаждались сульфатные илы.

На следующем этапе, отвечающем границе франского и фаменского веков, в западной зоне депрессии произошли движения положительного знака, сопровождавшиеся осушением. В результате этих движений в первую половину раннефранского времени здесь прекратилось устойчивое осадконакопление (отсутствуют нижняя часть задонского горизонта, возможно, верхи франского яруса). На востоке в это время продолжалось непрерывное накопление тех же, что и в предыдущий период, тонкослоистых глинисто-карбонатных осадков, которые только к концу задонского времени сивелировали унаследованную с саргаевского времени впадину. Вторая половина раннефаменского времени характеризовалась единообразием обстановки на всей территории Печорской впадины, и разрезы елецкого горизонта хорошо коррелируются на всей ее площади.

Отложения данково-лебединского горизонта присутствуют только в восточной зоне Печорской впадины, однако из этого не следует, что позднефаменский бассейн имел столь же ограниченное распространение. Больше оснований предполагать, что современная граница верхнего фамена, совпадающая в плане с границей верхнего силура и среднего девона, является границей предвизейского размыва. В начале карбона вновь произошло общее воздымание Печорской впадины, которое имело большую амплитуду в западной зоне, где отложения данково-лебединского горизонта оказались полностью размытыми, и меньшую — в восточной зоне, где эти отложения сохранились.

Анализ приведенных материалов показывает, что в пределах Печорской впадины, единой крупной структуры в современном плане — по отложениям девона четко выделяются две обособленные структурно-фациальные зоны, формирование которых было обусловлено дифференцированными вертикальными движениями.

На границе между западной и восточной структурно-фациальными зонами расположена территория, которую можно определить как промежуточную зону, также обладающую рядом специфических особенностей. Разрезы отложений девона здесь своеобразные, отличные от разрезов пород девона западного и восточного типа. Особенно четко это проявляется на отложениях франского яруса, представленных мощной (более 200 м) толщей светлых органогенных, частью рифогенных, известняков, охватывающей стратиграфический диапазон от семилукского до воронежского горизонтов включительно. В нижней части толщи определен семилукско-бурегский комплекс остракод: *Buregia aff. truncata* Gleb. et Zasp., *Kloedeneleitina sigmaeformis* (Bat.), *Menerella tuberosa* Eg., *Selebratina dentata* Pol. В верхней части толщи присутствуют сирачойские остракоды *Knoxites bolchovitinoae* Eg., *Leperditia aff. robusta* Schn., *Hermannina siratchoica* Mart.

Толща органогенных известняков отчетливо проявляется на электрокаротажных разрезах (см. рис. 2). Следует подчеркнуть, что даже отложения доманиковой свиты, которые широко развиты в Печорской впадине, здесь замещаются мелководными фациями. Это замещение можно наблюдать по разрезу скв. Израель 9, расположенной на восточной границе промежуточной зоны.

Не менее характерно, что в направлении от восточной к западной границе переходной зоны происходит быстрое выклинивание отложений среднего девона так же, как и пашийского горизонта. То-есть линия выклинивания продуктивных песчаных пластов основания девона проходит внутри промежуточной зоны.

Положение промежуточной зоны в плане определяется по скважинам, вскрывшим типичный для нее разрез: Израель 9 и 10, Верхняя Сзбысь и Кипиево. Границы этой зоны контролируются скважинами с типовыми разрезами западной и восточной структурно-фациальных зон. Как видно на схеме (см. рис. 1), промежуточная зона вытянута в близком к меридиональному направлению, причем ширина ее достигает 20—25 км. Она прослеживается от Кипиево на юг и пересекает железную дорогу в районе скважин Израель 9 и 10. На южное продолжение этой зоны попадает сочленение Ваньской и Западно-Тэбукской структур, длинные оси которых сопрягаются почти под прямым углом. Вдоль широтного профиля скважин, пересекающего эти структуры (от скважины Ванью 52 до скв. Велью 1), наблюдается изменение характера отложений девона от при-сущих западной структурно-фациальной зоне до характерных для восточной зоны. Это

изменение сопровождается появлением новых горизонтов в разрезе и быстрым увеличением мощности отложений среднего девона. Здесь же располагается крупнейшее в Тимано-Печорской провинции Западно-Тэбукское месторождение нефти. Несколько южнее Западного Тэбука работами КМПВ в породах фундамента установлен сброс амплитудой около 400 м. Еще южнее на простирании промежуточной зоны скважины Верхний Одес 9 и 10 вскрыли в основании франского яруса пластовые диабазы. В современном структурном плане промежуточная зона проявляется не вполне четко, однако при детальном анализе сейсмических профилей по ряду пересечений удалось обнаружить небольшие осложнения типа флексур, ограничивающие эту зону с запада и востока.

Изложенные выше факты интерпретировать можно лишь с позиций блокового строения фундамента Печорской впадины. Уверенно выделяются два смежные блока — восточный и западный, разделенные разломом меридионального, уральского простирания. Наиболее активные дифференцированные движения этих блоков происходили в девоне, что привело к формированию здесь обособленных структурно-фациальных зон с резко различным режимом осадконакопления. Вдоль зоны сочленения блоков (приразломной) установлены проявления вулканической деятельности. Здесь же на протяжении среднедевонского времени проходила граница бассейна, а во франском веке длительное время сохранялась мелководная зона накопления органогенных известняков (в том числе и в доманиково-мендымское время, когда она располагалась среди относительно глубоководной бассейна).

Изложенная позиция позволяет объективно оценить перспективность Печорской впадины, где в настоящее время продолжают интенсивные работы по разведке и поискам месторождений нефти. Совершенно очевидно, что вся западная часть впадины (в пределах ее южной половины, ограниченной широтной излучиной р. Печоры) интереса для поисков девонских залежей не представляет, так как продуктивные пласты там отсутствуют. Наоборот, восточная часть впадины, отвечающая восточной структурно-фациальной зоне, характеризуется весьма благоприятным разрезом девона. В настоящее время здесь выявлен ряд четких локальных структур. Столь же большой интерес представляет промежуточная зона, к которой приурочена линия выклинивания продуктивных пластов и где даже незначительные структурные осложнения, как это было показано работами ряда ухтинских геологов (Вассерман, Моделевский, 1964), представляют интерес для разведки.

Литература

- К а л ю ж н ы й В. А. Характеристика отложений Ижма-Омринского комплекса. Тр. ВНИГРИ, вып. 133, 1959.
- К у ш н а р е в а Т. И. Верхнефаменские отложения Тимано-Печорской области. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1962.
- В а с с е р м а н Б. Я., М о д е л е в с к и й М. Ш. О роли регионального выклинивания среднедевонских отложений в формировании залежей нефти и газа в Тимано-Печорской провинции. В сб. «Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции», Гостоптехиздат, 1964.

Ухтинская тематическая
экспедиция

Статья поступила
25 июня 1965 г.

УДК 551.244 (477.6)

В. Г. БЕЛОКОНЬ

ВЗАИМОСВЯЗЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЙ СО СКЛАДЧАТЫМИ СТРУКТУРАМИ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Процессы формирования складчатых структур Донецкого бассейна — одна из ведущих проблем геологических исследований на протяжении многих десятилетий как в теоретическом, так и производственном плане. Дальнейшее развитие промышленности в бассейне и примыкающих экономических районах неразрывно связано с успешными геологическими поисками и расширением минерально-сырьевой базы бассейна. Познание закономерностей изменения геологических условий залегания угленосных отложений и причин, вызывающих эти изменения, позволяет правильно направлять разведочные работы для расширения запасов минерального сырья.

Образование и формирование структуры Донецкого бассейна обусловлено сложным циклом тектонических движений на обширной территории, охватывающей современную площадь бассейна, его продолжение на запад в Днепровско-Донецкой впадине и смежные с ними склоны Воронежского и Украинского кристаллических массивов.

Многолетние исследования свидетельствуют о неразрывной связи в бассейне между мощностью накопившихся осадков, с одной стороны, и литолого-фациальным составом

вом пород, интенсивностью угленасыщенности продуктивных толщ карбона, степенью метаморфизма пород и углей, характером тектонических форм — с другой. Процессы складкообразования в бассейне и мощность толщ карбона находятся также в тесной взаимосвязи со скоростью нисходящих и восходящих движений.

Сложный режим движений в период осадконакопления зафиксирован частой сменной морских и континентальных отложений, представленных небольшим количеством разновидностей песчано-глинистых и карбонатных пород, а также неодинаковой скоростью погружения различных участков поверхности кристаллического основания, что отражено в разной мощности накопившихся осадков. Характерной особенностью каменноугольных отложений является исключительная выдержанность стратиграфических горизонтов на всей известной территории, что позволяет уверенно коррелировать одновозрастные слои как по чередованию известняков в разрезе, так и по органическим остаткам. Эта особенность позволяет точно определять изменение мощностей отдельных свит и отложений карбона в целом.

Тектонические формы, характер структурных элементов, их распределение на площади свидетельствуют о неодинаковой скорости подъема различных участков бассейна в период складкообразования.

Разведка глубоких горизонтов, проводимая в широких размерах в последнее десятилетие, дает обширный материал для анализа изменения мощности осадочной толщи карбона и позволяет установить взаимосвязь между тектоническими движениями в периоды осадконакопления и складкообразования в палеозойское и послепалеозойское время. Наряду с этим накоплены материалы о современном глубинном тепловом режиме каменноугольной толщи и современных движениях поверхности бассейна, отражающие тектонические процессы на современном этапе геологической жизни бассейна.

Изменению мощностей свит карбона посвящены работы многих исследователей. Еще в 1924 г., а затем в 1937 г. Н. С. Шатский отмечал, что в подавляющем большинстве случаев увеличение мощности одной свиты сопровождается увеличением мощностей других свит. Он считал, что мощности с севера на юг возрастают постоянно, не уменьшаясь к южной окраине бассейна.

В 1933 г. В. З. Ершов при исследовании синонимики Красноармейского района установил математическую пропорциональность в изменении мощностей свит среднего карбона в юго-западной части бассейна.

В 1937—1942 гг., а затем в 1950 г. А. З. Широков, изучая распределение мощностей Донецкого карбона, пришел к выводу, что увеличение мощности каменноугольной толщи происходит с запада на восток и что наиболее прогибавшейся частью бассейна была область Главной антиклинали.

Сложилось и определенное представление о зависимости между мощностью накопившихся осадков и тектоническими элементами складчатости. Так, Н. С. Шатский считал, что складки зародились в процессе осадконакопления, причем максимальные мощности накапливались в синклинальных структурах, а минимальные — на антиклиналях. А. З. Широков пришел к выводу, что изменение мощности осадочной толщи не находится в зависимости от тектонических структур, что складкообразование происходило после накопления всей толщи каменноугольных слоев, а не в ходе седиментации.

Данные об изменении мощностей свит карбона неоднократно обобщались путем построения карт изопакит для части или всей территории бассейна. Многие исследователи опубликовали свои карты (Ершов, 1954; Левенштейн, 1963, и др.). Эти карты построены по редкой сети наблюдений и отражают представления авторов о характере изменения мощности свит на площади бассейна. Более детальное изучение изменения мощностей свит по достаточно густой сети наблюдений значительно уточняет некоторые высказанные ранее положения и детализирует характер изменения мощностей.

В настоящее время можно проследить соотношения мощностей почти на всей территории бассейна по скважинам, вскрывающим одновременно отложения нескольких свит, а по отдельным скважинам полностью отложения среднего и нижнего отделов.

Приведенные (табл. 1, 2) цифровые значения соотношений мощностей свит среднего и нижнего отделов в основных районах южной, центральной и северной частей бассейна указывают на весьма устойчивые и строго выдержанные закономерности процессов погружения площади бассейна в период накопления осадков. Эти данные позволяют составить представление о закономерностях изменения скорости погружения как отдельных участков, так и всей площади бассейна по характеру изменения мощности какой-либо одной хорошо разведанной свиты.

Наиболее хорошо изменение мощностей свит среднего карбона с запада на восток можно проследить в западной части Главной антиклинали, известной в этой части бассейна под названием Горловской. На крыльях антиклинали отложения среднего карбона вскрывают многочисленными буровыми скважинами и квершлагами шахт. Здесь на крутых крыльях складки на протяжении свыше 50 км наблюдается неравномерное изменение мощностей свит C_2^5 , C_2^6 , C_2^7 (табл. 3).

Таблица 1

Мощности свит среднего карбона и их соотношения на территории Донецкого бассейна

Свита	Кураховско-Марьевский р-н (участок Кураховский Глубокий)	Донецко-Мариупольский р-н (участок Рутченковский Глубокий)	Центральный р-н (шахта Красный Профинтерн)	Алмазный р-н (шахта Э—8-бис)	Луганский р-н (Луганская № 1)	Лисичанский р-н (участок Привольянский Глубокий)	Северный Донбасс			
							Славяно-Сербский купол, скв. № 3	Луганская опорная скважина, пос. Новый Айдар	Краснопоповский купол, скв. № 2-р	Старобельская скв. 9б
C_2^7 , мощность	300	380	630	—	400	280	330	210	250	—
Отношение C_2^6 к C_2^7	0,64	0,58	0,56	—	0,65	0,65	0,65	0,67	0,66	—
C_2^6 , мощность	180	220	350	220	260	180	215	140	165	—
Отношение C_2^5 к C_2^6	1,4	1,3	1,5	1,54	1,45	1,40	1,40	1,53	1,51	—
C_2^5 , мощность	250	290	540	340	380	250	300	215	250	140
Отношение C_2^4 к C_2^5	0,84	0,76	0,59	0,70	0,58	—	0,67	0,63	0,62	0,67
C_2^4 , мощность	210	220	320	240	220	—	200	135	155	95
Отношение C_2^3 и C_2^4	1,62	1,8	1,55	1,95	—	—	2,0	1,63	1,60	1,7
C_2^3 , мощность	340	400	500	—	—	—	400	220	250	160
Отношение C_2^2 и C_2^3	1,0	—	—	—	—	—	1,0	1,0	1,0	0,91
C_2^2 , мощность	335	—	—	—	—	—	400	230	260	145
Отношение C_2^1 к C_2^2	0,63	—	—	—	—	—	0,5	0,44	0,55	0,5
C_2^1 , мощность	210	—	—	—	—	—	200	100	145	—
C_2 в целом	1820	—	—	—	—	—	2045	1250	1475	—

Таблица 2

**Мощности свит нижнего карбона и их соотношения
в западных, южных и северных районах Донецкого бассейна**

Свита	Западный Донбасс		Южный Донбасс	Северный Донбасс 2 опорная Луганская свитина Новый Айдар
	р. Самара	р. Соленая		
C_1^5 мощность	210	310	290	185
Отношение C_1^5 к C_2^1	—	—	1,38	1,85
C_1^4 мощность	200	320	270	160
Отношение C_1^4 к C_1^5	1,0	1,0	0,93	0,90
C_1^3 мощность	600	910	675	410
Отношение C_1^3 к C_1^4	2,85	2,85	2,50	2,56
C_1^2 мощность	290	440	440	195
Отношение C_1^2 к C_1^3	0,48	0,48	0,65	0,47
C_1^1 мощность	90	145	170	85
Отношение C_1^1 к C_1^2	0,31	0,35	0,39	0,43

Таблица 3

Изменение мощностей продуктивных свит карбона на крыльях Горловской антиклинали

Наименование участков	Размер участка по простиранию, км	Мощность свит, м			
		C_2^7	C_2^6	C_2^5	Суммарная $C_2^5-C_2^7$
Северное крыло					
1. Западная часть: поля 1—1-бис, Северная, 4—5 Никитовка, Кондратьевка Новая	30	545	300—310	490—500	1335—1355
2. Восточная часть:					
а) шахта Хацапетовская западная, участок Угледорский восточный	10	610	340	535	1485
б) уч. Дебальцевский	5	630	350	580	1560
в) уч. Ольховский	5	680	370	610	1660
Южное крыло					
1. Западная часть:					
а) шахты им. Дзержинского, им. Артема, 19—20 им. Ленина, им. Кочегарки	15	500—520	280—300	520—530	1300—1350
б) шахты 8—8-бис, им. Карла Маркса, Красный Профинтерн, Красный Октябрь	17	540—550	310—340	610—630	1460—1520
2. Восточная часть:					
а) шахта Юнком	5	600	360	650	1610
б) участок Новый Юнком	5	730	390	740	1860

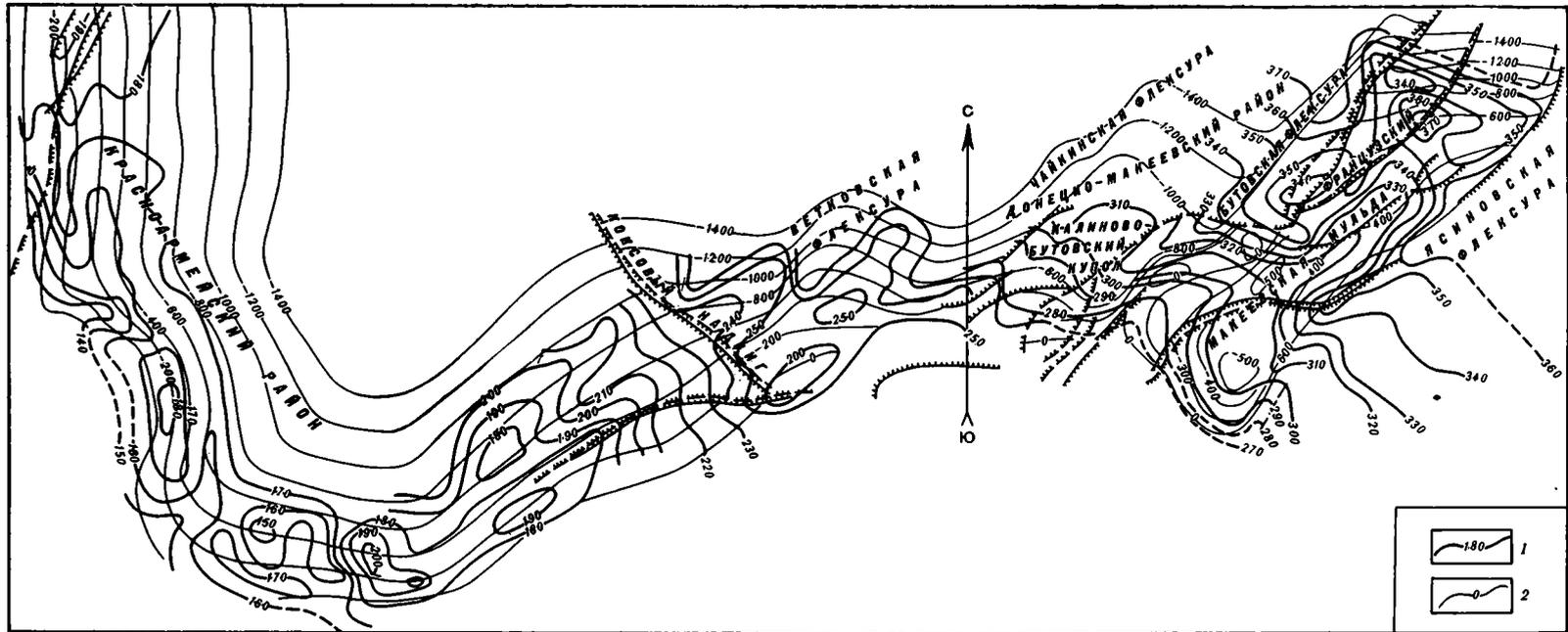


Рис. 1. Изомощности свиты C_2^6 в Донецко-Макеевском и Красноармейском районах, совмещенные с гипсометрическим планом пласта

1 — изомощности свиты C_2^6 ; 2 — изогипсы пласта

Оба крыла складки состоят как бы из блоков, в пределах которых наблюдаются равные или близкие мощности свит и которые соединяются между собой зоной резкого изменения мощностей. Как на северном, так и на южном крыле в этой зоне проходят региональные надвиги — Горловский, Булавинский, Юнкомовский.

Абсолютные значения увеличения мощности осадочной толщи в интервале свит $C_2^5 - C_2^7$ в этой зоне колеблются от 100 до 250 м и составляют 10 — 15% мощности толщи. Восточнее участка Новый Юнком, в Чистяковской мульде отложения свит $C_2^5 - C_2^7$ залегают полого, мощность их изменяется весьма незначительно.

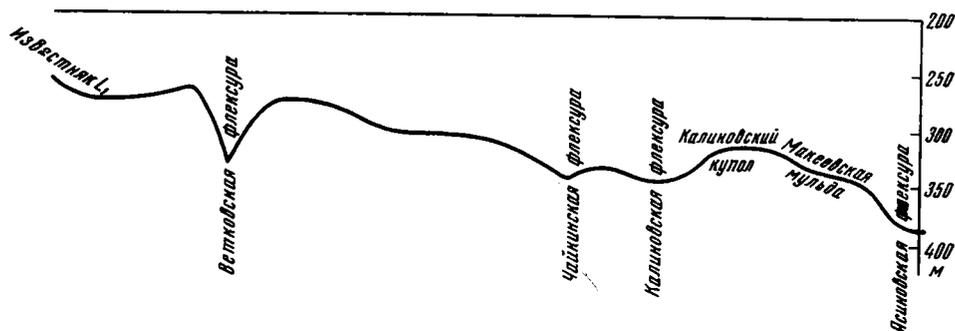


Рис. 2. Изменения мощностей свиты C_2^6 в Донецко-Макеевском районе

Если на Горловской антиклинали изменение мощности осадочной толщи может быть прослежено только по ее простиранию из-за быстрого погружения пород при крутом залегании на большие глубины, недоступные в настоящее время для разведки, то в районах пологого залегания эти изменения можно проследить и по простиранию, и по падению пород на обширных площадях. Например, в юго-западной части бассейна, в Донецко-Макеевском, Кураховско-Марьевском и Красноармейском районах, детально разведаны отложения свит C_2^7 , C_2^6 и C_2^5 на глубины 1400 — 1600 м. Наиболее благоприятна для изучения свиты C_2^6 , в разрезе которой хорошо коррелируются все литологические горизонты, в том числе и венчающие свиту известняки. По этой свите получена и максимальная плотность разведочной сети, позволяющая построить детальные карты изопахит.

Карта изопахит для отложений свиты C_2^6 рис. 1 на площади Макеевского района и западнее до г. Селидовска (на протяжении 80 км) отражает весьма сложный характер изменения мощности осадочной толщи на этой тектонически сложной площади.

Минимальная мощность свиты C_2^6 (140 м) зафиксирована на западном крыле Волчанской синклинали на границе Красноармейского и Кураховско-Марьевского районов, максимальная (370 м) — на северном погружении Макеевской мульды, расположенной между Ясиновско-Ждановской и Калиновской флексурами.

Общим для изопахит на всей площади является совпадение их основных направлений с изогипсами залегания угольных пластов, отражающими формы складок. Пологим, моноклинальным структурам — Макеевской мульде, Калиновскому куполу — отвечает медленное нарастание мощности свиты, а флексурным складкам, сопряженным с региональными надвигами (Французским, Ясиновским и др.), соответствуют зоны резкого нарастания мощности свиты. Другими словами, наблюдается как бы скачок в изменении мощностей свит близ разломов, обусловленный характером погружения кристаллического основания во время накопления терригенной толщи.

Если в Донецко-Макеевском районе изопахитам присущ в основном линейный характер, простирание их близко к простиранию пород, а местами и совпадает с ними, то в Кураховско-Марьевском и Красноармейском районах при общем совпадении простираний изопахит и пород мощность свиты 160—180 м фиксируется на площади, примерно равной Донецко-Макеевскому району. В структурном отношении эта площадь представляет собой спокойную, полого падающую моноклиаль без разломов заметных амплитуд. На общем фоне спокойного нарастания мощности по падению изопахиты обрисовывают локальные округлые участки с минимальными и максимальными мощностями.

В Донецко-Макеевском блоке мощность свиты C_2^6 возрастает в северо-восточном направлении от 230 до 370 м или на 140 м, а в Кураховско-Красноармейском блоке меняется от 150 до 210 м.

На границе между Донецко-Макеевским и Красноармейским районами изопахиты 220—230 и 240 м свиты C_2^6 приобретают направление вкрест простирания пород. Это

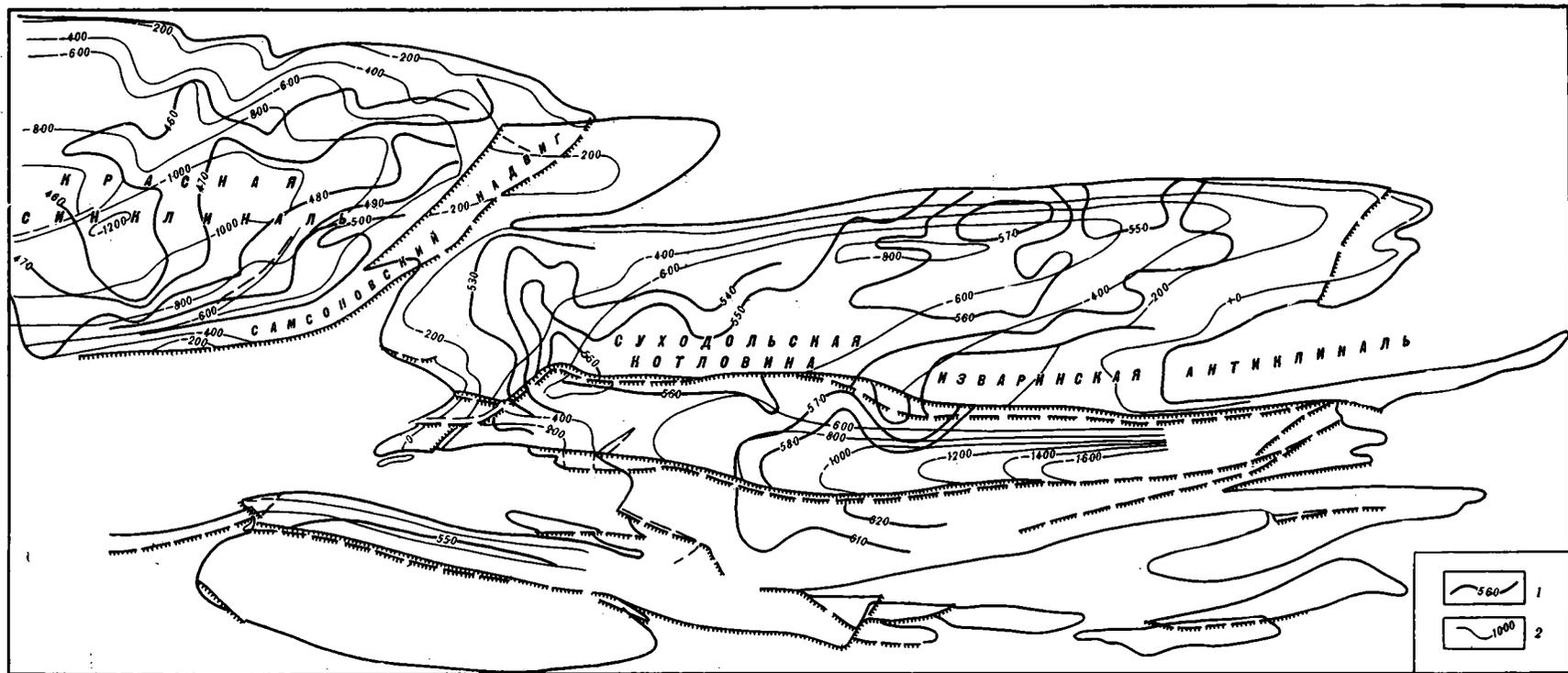


Рис. 3. Изомощности свиты C_2^6 в Краснодарском районе, совмещенные с гипсометрическим планом пласта K_2

1 — изомощности свиты C_2^6 ; 2 — изогипсы пласта K_2

связано здесь с надвигом, называемым «Коксовым», с амплитудой смещения 60 м. Близ него с юго-запада на северо-восток происходит быстрое нарастание мощностей.

Надвиг этот служит границей между двумя крупными тектоническими блоками — Донецко-Макеевским, который представляет собой сложное сочетание пликативных и дизъюнктивных форм нарушений, и Кураховское-Марьевским — Красноармейским — спокойной пологопадающей моноклиналию с мультдообразным прогибом — Волчанской синклиналию.

Структурные формы в пределах Донецко-Макеевского района хорошо связываются с изменением мощности осадочной толщи, что наглядно видно на геологических разрезах. На рис. 2 представлена схема изменения мощностей свиты C_2^6 на разрезе,

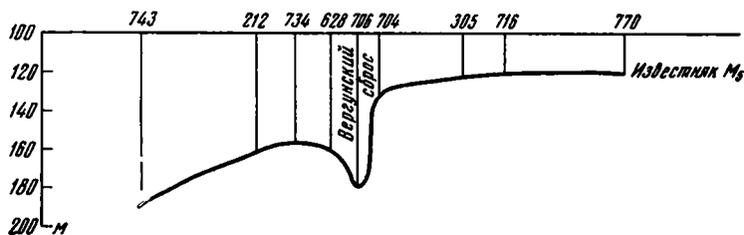


Рис. 4. Мощность отложений в интервале $N_1 - M_5$ в Северном Донбассе

идущем через Ветковскую, Чайкинскую, Калиновскую и Ясиновско-Ждановскую флексуры. Флексурам отвечает резкое увеличение мощности осадочной толщи C_2^6 ; на моноклиналях и пологих складках — Калиновском куполе, Макеевской мульде — изменения мощности спокойные, постепенные. Закономерности изменения мощностей осадочной толщи в районах северной полосы мелкой складчатости Донецкого бассейна (Краснодонский, Луганский районы) в общем сходны с изменениями в Донецко-Макеевском и Красноармейском районах. Здесь сохраняется линейное простираение изопакит, совпадающее с основным простираением пород. Однако темп изменений мощности значительно медленнее, чем в Донецко-Макеевском районе. Зоны интенсивной смены мощностей выражены менее отчетливо и представлены сгущением изопакит в местах увеличения углов падения или надвигов.

Суходольская котловина длиной 30 км почти на всей площади обрисовывается изопакитами свиты C_2^5 — 500 и 560 м, Изваринская антиклиналь оконтуривается изопакитой 570 м (рис. 3) для той же свиты.

Восточная часть Успенской котловины, известной под названием Красной синклинали, обрисовывается в донной пологой части изопакитами свиты C_2^5 460 и 480 м.

Если в глубокой части котловины расстояние между этими изопакитами доходит до 4 км, то на южном крыле складки с наклонным залеганием пород расстояние между изопакитами 480 и 500 м составляет всего 0,5—1,0 км.

Максимальная мощность свиты C_2^5 (500 м) зафиксирована в восточном замыкании синклинали, составляющем лежащее крыло Самсоновского (он же Ильичевский) надвига. В Суходольской котловине минимальная мощность, равная 530 м, отмечена в ее западном замыкании, расположенном в висячем крыле этого надвига. Таким образом, к Самсоновскому надвигу приурочен скачок мощностей на 30 м.

Иной характер носит изменение мощности осадочной толщи на территории развития карбона за Северо-Донецким надвигом. Эту территорию исследователи Донецкого бассейна рассматривают по-разному. Одни — как южный склон Воронежского кристаллического массива (Полов, 1957, 1963), другие — как продолжение Днепровско-Донецкой впадины, окаймляющей Донецкий бассейн с севера в виде Преддонецкого прогиба (Балуховский, 1959; Лапкин, 1951).

Весьма пологое, почти горизонтальное, залегание пород карбона, развитие мощной толщи меловых, юрских и триасовых отложений, фациальное замещение терригенной толщи карбона карбонатными отложениями, а также отсутствие четко выраженной границы между карбонатными отложениями среднего и нижнего карбона, распространенными на Воронежском массиве и на Старобельско-Миллеровской площади, ставят ее в особые условия по отношению к складчатому Донецкому бассейну.

Проведенные в последние годы большие объемы геолого-поисковых и разведочных работ на нефть и газ с бурением скважин до глубины 3000 м и более дают достаточно убедительные материалы о наличии широкой полосы (около 40 км) складчатых структур вдоль Северо-Донецкого надвига на всем его протяжении в Украинской части бассейна.

Вскрытые скважинами отложения среднего и нижнего карбона представлены типичной для Донецкого бассейна песчано-глинистой толщей циклического строения. В ее

разрезе сохраняются все маркирующие горизонты известняков и несколько угольных пластов. Изменение мощностей свит подчинено «правилу пропорциональности».

Сходство разреза каменноугольных отложений этой северной площади и открытой части Донецкого бассейна заставляют автора данной статьи рассматривать эту площадь как северное продолжение бассейна. На этой площади нет еще достаточно густой сети скважин, чтобы построить изопакиты с той детальностью, как это сделано для ранее рассмотренных районов. Однако имеются материалы, позволяющие проследить характер изменения мощности осадочной толщи по скважинам на отдельных площадях, как, например, показано на рис. 4.

Мощности отложений карбона здесь продолжают уменьшаться в северном направлении, причем, так же как в районах открытого Донецкого бассейна, неравномерно. Более интенсивно мощности уменьшаются в полосе пологих куполовидных структур вдоль Северо-Донецкого надвига и менее интенсивно — по мере продвижения на север. На северных крыльях всех известных куполовидных структур прослеживается узкая полоса, на которой мощности отложений карбона уменьшаются особенно резко. В этой полосе резкого изменения мощностей повсеместно развиты разломы типа сбросов.

Характер снижения мощностей осадочной толщи к северу от полосы купольных структур несколько иной. Одинаковая мощность здесь сохраняется на больших участках. Зоны резкого снижения мощностей весьма узкие (0,5—1,5 км) и прослеживаются на больших расстояниях.

Например, мощность среднего карбона в Новом Айдаре по скв. 4-р составляет 1205 м, а в 4 км севернее по скв. 3-р — 905 м; дальше к северу на расстоянии 30 км до г. Старобельска она равна 865—880 м.

Узкая полоса снижения мощности («скачок») прослеживается на всех структурах на севере Донецкого бассейна, и это используется при структурно-поисковом бурении на нефть и газ.

Заканчивая обзор характера изменения мощности осадочной толщи карбона в центральных и окраинных районах Донецкого бассейна, можно сделать следующие выводы.

1. Общее изменение мощности осадочной толщи карбона от периферии бассейна к центру и с запада на восток происходит неравномерно, с неодинаковым темпом:

а) наблюдается различие темпа изменения мощности как в пределах отдельных взятых районов, так и между районами;

б) темп изменения мощности в центральных районах бассейна значительно интенсивнее, чем на его окраинах; в центральных районах изопакиты выявляют линейные формы, на окраинах — куполовидные;

в) повсеместно наблюдаются зоны резкого изменения мощностей, разделяющие участки на отдельные блоки равных или близких мощностей;

г) если рассматривать центральную часть бассейна как область с геосинклинальным темпом осадконакопления и складчатости, то периферические части бассейна — Курахово-Марьевский, Красноармейский, Старобельско-Миллеровский районы — следует относить к области с субплатформенным типом осадков и структур.

2. Устанавливается зависимость между характером складчатых структур и особенностями осадконакопления:

а) общее простираение складчатых структур соответствует простираению изопакит;

б) участки резкого изменения мощности осадков отвечают складчатым структурам второго порядка (флексурам) и зонам развития тектонических разрывов;

в) падение надвигов направлено, как правило, в сторону повышения мощности осадков;

г) на участках сгущения изопакит наблюдаются проявления более интенсивной складчатости второго порядка.

3. Из всего изложенного выше следует сделать вывод о тесной взаимосвязи характера осадконакопления в тех или иных участках бассейна с позднейшими, возникшими на этих участках, складчатыми и разрывными нарушениями.

Литература

- Балуховский Н. Ф. Новые данные о геологическом строении и истории развития окраин Донецкого бассейна. Изв. АН УССР, № 2, 1959.
- Белоконь В. Г. О закономерностях изменения мощности каменноугольных отложений юго-западной части Донбасса и их взаимосвязи с современной тектоникой. Изв. Днепропетровского горн. ин-та, т. 35, 1959.
- Ершов В. З. О синонимике угольных пластов Гришинского каменноугольного района Донецкого бассейна. Изд-во Экспертно-геол. бюро Главугля, Артемовск, 1933.
- Ершов В. З. Геологическое строение Донецкого бассейна по новым данным. В кн. «Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна», вып. VIII, Углетехиздат, 1954.
- Лапкин И. Ю. О Преддонецком прогибе. Докл. АН СССР, т. XXVIII, вып. 2, 1951.
- Левенштейн М. Л. Анализ изменения мощности каменноугольных отложений Донбасса: В кн. «Геология угольных месторождений и горючих сланцев СССР». Т. 1, Донбасс. Госгеолиздат, М., 1963.

- Попов В. С. Донецкий бассейн. В кн. «Горное дело (энциклопедический справочник)», т. 2, Углетехиздат, 1957.
- Попов В. С. Тектоника Донбасса. В кн. «Геология угольных месторождений и горючих сланцев СССР». Т. 1, Донбасс, Госгеолгиздат, М., 1963.
- Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., т. XV (№ 4), 1937.
- Широков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона. Сов. геология, т. VIII, № 12, 1938.
- Широков А. З. Закономерности угленакопления в платформенных и геосинклинальных областях Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1947.
- Широков А. З. О происхождении Донбасса. Изв. Днепропетровского горн. ин-та, т. 23, 1955.

Трест Луганскгеология

Статья поступила
21 апреля 1965 г.

УДК 551.243(571)

В. Ю. ЗАБРОДИН

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И КЛИВАЖ В ЗОНЕ ЛАНСКОГО РАЗЛОМА¹ (хр. Джагды, Дальний Восток)

Ланский разлом ограничивает с севера западную часть области новейшего поднятия хр. Джагды, являясь на значительном протяжении границей между комплексом геосинклинальных отложений Монголо-Охотской складчатой области и комплексом осадочного чехла Удского прогиба (рис. 1).

В исследованной части (бассейны верхних правых притоков р. Уды) непосредственному изучению доступна южная часть зоны разлома шириной от 1 до 6—7 км.

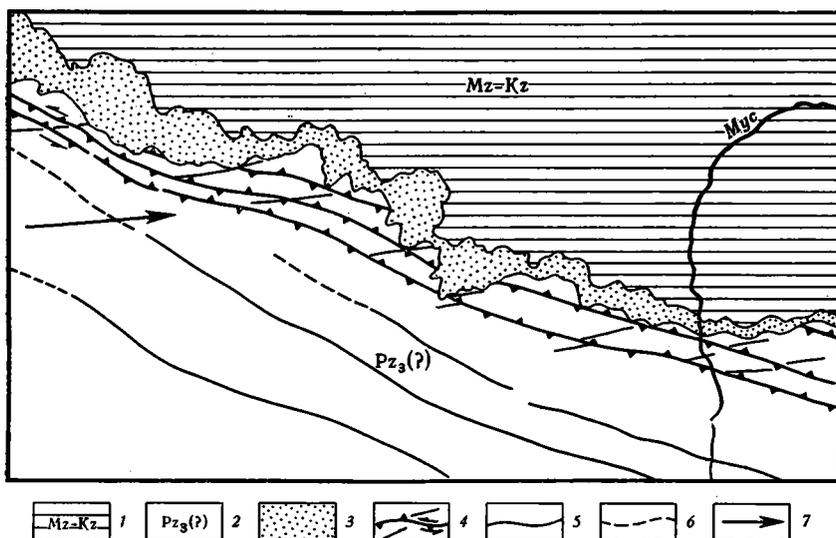


Рис. 1. Структурная схема района западной части Ланского разлома

Условные обозначения: 1 — мезозойско-кайнозойский осадочный чехол Удского прогиба; 2 — верхнепалеозойские (?) складчатые комплексы хр. Джагды; 3 — предгорный шлейф; 4 — нарушения, входящие в систему Ланского разлома с оперяющими трещинами отрыва (стрелками показано направление сдвиговых перемещений); 5 — прочие разрывные нарушения установленные; 6 — то же, предполагаемые; 7 — предполагаемая ориентировка сжимающего усилия на стадии сдвиговых перемещений по Ланскому разлому

Здесь зона Ланского разлома представляет собой систему сближенных разрывных нарушений запад-северо-западного простирания с крутым (до вертикального) падением плоскостей сместителей. Длина отдельных нарушений, расположенных кулисо-

¹ Статья написана по результатам полевых наблюдений В. В. Олькова, М. П. Красильникова и автора в 1964 г.

образно, в пределах зоны колеблется от первых километров до первых десятков километров. Имеются данные (штриховка на зеркалах скольжения, складки и фольки с крутыми и вертикальными шарнирами, расположение оперяющих трещин отрыва) о том, что по отдельным разрывам в зоне разлома первоначально осуществлялись сдвиговые левосторонние подвижки; впоследствии они, вероятно, сменились взбросовыми перемещениями, сформировавшими современное поднятие (хр. Джагды).

В зоне Ланского разлома широко проявлены трещиноватость и кливаж. Всего было зафиксировано пять систем трещин и две взаимосвязанные системы кливажа. По способу образования трещины подразделяются на трещины отрыва (одна система) и трещины скалывания (четыре попарно взаимосвязанных системы).

Трещины отрыва легко картируются и обычно отчетливо выражаются на аэрофотоснимках. Для них характерно широтное или запад-юго-западное простирание при, как правило, вертикальном падении (рис. 1). С основными нарушениями они образуют угол от 15 до 45, иногда до 60°. Протяженность трещин отрыва варьирует в широких пределах — от десятков метров до первых километров; обычно трещины в плане прямолинейны, хотя иногда наблюдаются и изгибы их. Все более или менее протяженные трещины отрыва выражены морфологически зонами трещиноватости (шириной от метра до десятков метров). При наличии таких зон контуры границ трещин зачастую не улавливаются; они как бы расплываются, сменяясь редкой трещиноватостью пород. В небольших же по протяженности трещинах видно, что края их неровные, трещины зияющие, полости их выполнены кварцевым материалом, образующим жилы различной мощности — от первых сантиметров до 2—3 м. Трещины раскрывались, вероятно, неоднократно, так как кварцевые инъекции образовались в несколько этапов, пересекая друг друга.

Трещины скалывания развиты значительно шире, чем трещины отрыва. Первая система трещин скалывания характеризуется простиранием СВ 10—35° вертикальным или близким к нему падением, незначительной протяженностью (до десятков метров) и значительной густотой (расстояние между отдельными трещинами колеблется от десятков сантиметров до 2—3 м). Края трещин, как правило, ровные, зачастую притертые. Характерна прямолинейность трещин в плане. В связи с неоднократными подвижками по отдельным разрывам в зоне Ланского разлома трещины приоткрывались и заполнялись жильным кварцевым материалом. Трещины этой системы легко картируются, так как простирание их почти перпендикулярно простиранию пород.

Одновременно с рассмотренной системой трещин развивалась вторая, параллельная другому направлению максимальных касательных напряжений. Для этой системы характерно простирание СЗ 310—330° (угол между трещинами скалывания первой и второй систем составляет 60—85°). Угол падения плоскостей трещин второй системы колеблется в значительных пределах, от 45 до 90°. Протяженность их, как правило, невелика — не выше первых метров. Трещины прямолинейны, края их ровные; в большинстве случаев трещины выполнены маломощными (до 10 см) кварцевыми жилками (рис. 2). Картирование трещин рассматриваемой системы сопряжено со значительными трудностями, так как простирание их большей частью совпадает с простиранием пород или же образует с ним очень острый угол.

По трещинам скалывания обеих рассмотренных систем часто наблюдаются микросдвиговые подвижки (левые и правые) с амплитудой до 50—60 см (рис. 2).

Трещины скалывания третьей системы характеризуются простиранием, параллельным простиранию нарушений в зоне Ланского разлома, и близким к вертикальному углом падения (75—90°). Для трещин четвертой системы характерно залегание, близкое к горизонтальному (углы падения равны 0—25°). Трещины этих двух систем ровные, прямолинейные, края их, как правило, притертые. По некоторым из них наблюдаются кварцевые инъекции мощностью до 5—15 см, причем в трещинах четвертой системы кварцевые жилы зачастую имеют четковидную форму. Трещины скалывания третьей системы развиты значительно шире, чем четвертой. Для третьей системы также характерна густота в расположении трещин (расстояние между ними колеблется от десятков сантиметров до 1,0—1,5 м). Трещины четвертой системы обычно отстоят друг от друга на 0,5—3,0 м. По трещинам третьей системы наблюдаются подвижки

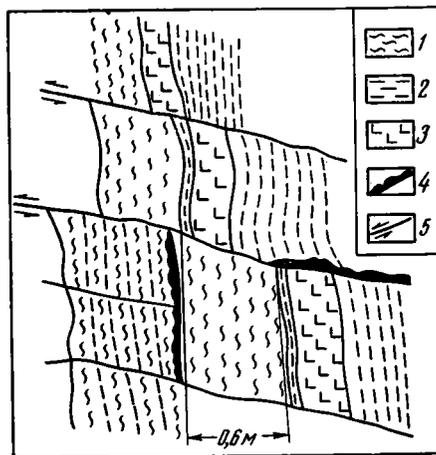


Рис. 2. Трещины скалывания первой и второй систем (зарисовка коренного обнажения, план; р. Гаенга).

Условные обозначения: 1 — микрокварциты; 2 — филлиты; 3 — зеленые сланцы; 4 — кварцевые жилы; 5 — трещины скалывания первой системы (трещина скалывания второй системы выполнена согласно кварцевой жилой)

микровзбросового характера с амплитудой до 10 см. Угол между трещинами третьей и четвертой систем составляет обычно 65—85°.

С трещинами скалывания последних двух систем генетически и пространственно связан приразрывный кливаж, развивающийся в виде параллельных сближенных трещинок, по которым породы колются на тонкие плитки. Трещины приразрывного кливажа субпараллельны трещинам скалывания третьей и четвертой систем и отличаются от последних большей густотой (1—3 мм), значительно меньшей протяженностью по падению (не свыше 2—3 мм), незначительной величиной (первые миллиметры) или полным отсутствием перемещений вдоль плоскостей кливажа и отсутствием кварцевых инъекий. Развивается приразрывный кливаж лишь в пластах и прослойках некомпетентных пород — филлитах и пачках тонкого переслаивания филлитов и песчаников — и отсутствует в песчаниках, зеленых сланцах и микрокварцитах.

Приразрывный кливаж развивается в узлокальных участках, размеры которых не превышают 5×3 м. Плоскости его секут слоистость пород и плоскости ранее образованного кливажа течения (сланцеватость). Иногда в областях развития приразрывного кливажа породы гофрированы, что связано, вероятно, со скольжением пород вдоль плоскостей кливажа.

Трещины кливажа группируются в две системы, угол между которыми колеблется от 50 до 80°. При этом кливаж, параллельный четвертой системе трещин скалывания, наблюдается значительно реже кливажа, параллельного третьей системе.

Морфологически рассматриваемый приразрывный кливаж полностью подобен кливажу разлома, возникающему при складкообразовании; по плоскостям его наблюдается лишь изгибание листочков слюдястых минералов, с чем связан шелковистый блеск пород на этих плоскостях.

Трещины скалывания развиваются в направлении максимальных касательных напряжений, и главные напряжения делают угол между этими трещинами пополам. В связи с этим можно предположить, что сжимающее усилие на стадии сдвиговых перемещений по разрывам зоны Ланского разлома, с которыми автор связывает образование первой и второй систем трещин скалывания, было ориентировано примерно по азимуту ЗЮЗ 250—265°. Такое же примерно простирание имеют и трещины отрыва, что вполне согласуется с известным положением о том, что эти трещины должны развиваться параллельно сжимающему направлению (де Ситтер, 1960).

Приразрывный кливаж, как указывалось выше, генетически и пространственно связан с трещинами скалывания третьей и четвертой систем. Заметное преобладание одной системы кливажа над другой подтверждает точку зрения Ф. Гонсалес-Бонорино (1963) о том, что в стадию пластической деформации возможно преобладающее развитие одной из парных плоскостей скалывания. По А. Е. Михайлову (1964), возникновение приразрывного кливажа предшествует появлению сместителей разрыва, с которым этот кливаж связан. В описанном случае приразрывный кливаж предшествует образованию трещин скалывания, которые в свою очередь связаны своим происхождением с напряжениями, вызвавшими взбросовые перемещения по нарушениям зоны Ланского разлома. При этом для взбросовых движений были приспособлены нарушения, существовавшие ранее как сдвиги, а также, вероятно, и вновь возникшие. Таким образом, на поздней стадии существования Ланского разлома можно наметить такую последовательность развития деформаций: образование приразрывного кливажа — образование трещин скалывания третьей и четвертой систем — образование крупных взбросов. Все эти явления неразрывно связаны между собой во времени, являясь единым процессом, и отличаются друг от друга лишь своим масштабом.

Литература

- Гонсалес-Бонорино Ф. Механический фактор происхождения сланцеватости. Тр. XXI Сессии Междунар. геол. конгр., вып. 11. Изд-во иностр. лит., 1963.
Михайлов А. Е. Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 4. Изд-во «Наука», 1964.
Ситтер Л. У. де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.

Дальневосточное Геологическое
Управление

Статья поступила
25 мая 1966 г.

И. Г. ЩЕРБА

СДВИГИ В ГОРАХ МУЗБЕЛЬ (Центральный Казахстан)

В настоящее время собран материал, свидетельствующий о значительной роли горизонтальных движений по разломам Центрального Казахстана (Лукьянов, Щерба, 1960; Михайлов, 1959; Суворов, 1963; Трифонов, 1964). Диагностика структур, связанных с этими перемещениями (надвиги, сдвиги и раздвиги), сложна. Поэтому каждая новая находка достоверных структур этого класса интересна для понимания тектоники Казахстана.

Описываемые сдвиги находятся в юго-западной части Северо-Балхашского синклинория, в 120 км к северу от оз. Балхаш. Горы Музбель сложены верхнепалеозойскими континентальными эффузивами, прорванными крупным массивом комагматичных им гранитоидов (см. рисунок на вклейке к стр. 111). Обилие геологических тел с крутыми контактами делает этот район весьма благоприятным для изучения характера перемещений по развитым здесь разломом и позволяет сделать однозначный вывод о наличии среди них сдвигов. Внутри вулканической толщи гор Музбель наблюдаются несогласия, прислонения одних слоев к другим, что связано с условиями ее накопления в вулканической области с расчлененным рельефом. Большую роль в строении толщи играют рвущие тела: жерловины, некки, экструзии. Вблизи центров извержений мощности эффузивов резко увеличиваются, а по мере удаления от них быстро сокращаются, местами до полного выклинивания. Таким образом, даже напластованные эффузивы образуют обособленные геологические тела (линзы), границы между которыми иногда достаточно крутые, чтобы по их смещению можно было судить о характере перемещения по пересекающим разломам.

Эффузивы, участвующие в строении гор Музбель, подразделяются на две свиты: калмакэмельскую ($C_{1n-C_{2k1}}$) и керегетасскую (C_{2-3kg}). Последняя в свою очередь подразделяется на две подсвиты, нижняя из которых состоит из двух пачек.

Наиболее древние отложения района, андезито-дацитовые профириты, их туфы и туфобрекчии, относимые к калмакэмельской свите, распространены главным образом в южной части района, где сосредоточены центры их извержений. На севере района эти отложения маломощны. Вверх по разрезу их сменяют породы липаритового состава, которые относятся к керегетасской свите. Нижняя папка нижекерегетасской подсвиты, сложенная кварцевыми порфиритами, образующими крупные экструзивные купола, и их туфами, распространена в центре гор Музбель. Плагипорфир, их туфы и брекчии верхней папки сосредоточены в двух крупных кальдерах, одна из которых находится на севере района, другая на юго-западе. Кроме того, в центре района выделяется полоса развития синхронных им туфов и туфопесчаников (фации, удаленные от вулканов), заполняющих ряд депрессий на поверхности потоков кварцевых порфиров нижней папки. Венчается разрез эффузивов игнимбриатами верхнекерегетасской подсвиты. Эти породы, представляющие собой трещинное излияние, распространены лишь на западе района.

Музбельский интрузив, прорывающий перечисленные породы на юге района, является сложным гибридным образованием, имеющим двухфазное строение. Гранитоиды первой фазы представлены биотитово-роговообманковыми щелочными гранитами, биотитово-роговообманковыми гранодиоритами, биотитово-роговообманковыми сиенитами и адалмеллитами, образующими внутри интрузива тела, чаще с расплывчатями, но иногда с резкими границами. Вторая интрузивная фаза представлена биотитовыми гранитами, образующими внутри интрузива крупные тела с резкими, крутыми контактами. Контакты интрузива с вмещающими породами, прослеженные в северной части массива, также крутые. Крутые контакты характерны и для гранитных апофиз, прорывающих эффузивы на некотором удалении от главного массива. Самым молодым интрузивным образованием района является мощная серия жильных пород, состоящая из лампрофиров, диорит-порфиритов, гранит-порфиров, трахилларитовых порфиров. Для этих даек характерна пестрота и сложность состава, зависящая от внедрения химически разных расплавов в одни и те же неоднократно приоткрывавшиеся трещины. Они прорывают интрузив и эффузивы и простираются либо в широтном, либо в северо-западном направлении, подчиняясь развитой в районе системе трещин. На площади дайки распространены неравномерно. Наибольшее их количество сосредоточено в северной части интрузива. Морфологически дайки и зоны даек различных направлений существенно различаются. Широтные дайки заполняют трещины растяжения, северо-западные — трещины скола.

Значительное место в районе занимают массивы вторичных кварцитов, развивающихся как по эффузивам, так и по гранитоидам. Эти массивы имеют крутые, достаточно резкие контакты. Таким образом, в горах Музбель большое место занимают разновозрастные и разнообразные крутопадающие тела, что важно для диагностики разрывных нарушений.

Современная структура гор Музбель представляет собой западное крыло пологой брахиантиклинали, ядро которой уничтожено гранитной интрузией, а на крыльях последовательно выходят отложения калмакэмельской и керегетасской свит. Эта структура расчленена многочисленными разломами северо-западного и широтного простирания. Разломы прекрасно выражены в рельефе в виде уступов и прямых долин, хорошо дешифрируются. Вместе с тем они не сопровождаются сколько-нибудь значительными зонами динамометаморфизма и вызывают лишь дробление пород, которые они пересекают. Разломы северо-западного простирания протягиваются на 10—15 км, широтные имеют несколько меньшую протяженность (8—10 км). По простиранию эти разрывы переходят один в другие, ограничивая ромбовидные блоки слабонарушенных пород. На границах блоков разломы северо-западного направления часто идут парно, иногда кулисообразно, подставляя одни другими и образуя зоны разломов шириной 300—500 м. Повсеместно вдоль разломов северо-западного простирания происходит смещение геологических границ (в правом крыле к северу). Во многих случаях доказано, что эти смещения обусловлены сдвиговыми перемещениями.

Достоверными сдвигами являются разломы Центральной и Восточной зон (см. рисунок). Сдвиговые перемещения здесь устанавливаются по смещению границ интрузивных тел, имеющих крутые контакты (основного массива гранитоидов, дополнительной интрузии, гранитных апофиз в эффузивах, даек и зон даек, экструзий), а также границ массивов вторичных кварцитов и депрессий, выполненных верхней пачкой верхнекерегетасской подсвиты. Величина горизонтального перемещения по отдельным разломам разная: 1200, 1050, 500 и 400 м. Имеют место и вертикальные перемещения, в результате чего границы крутых и пологолежащих геологических тел смещены на разную величину. В одном случае величина вертикального перемещения определена в 1350 м (при горизонтальном перемещении 500 м). Уверенно устанавливаются сдвиговые перемещения и по ряду других северо-западных разломов, пересекающих интрузив. Амплитуды перемещений здесь по отдельным разломам равны 360, 300, 200 и 160 м.

По Западной зоне разломов, где также наблюдается значительное смещение геологических границ, сдвиговые перемещения можно лишь предполагать, так как разломы этой зоны пересекают напластованные тела. Сдвиг здесь устанавливается по двум разломам, один из которых смещает жерловину калмакэмельского времени (амплитуда 150 м), а другой — экструзив плагиопорфиров керегетасской свиты (амплитуда 1500 м). По смещению границ напластованных тел можно предполагать, что два западных разлома являются левыми сдвигами, а восточный — правым. Кроме того, по этим разломам имели место значительные вертикальные подвижки, в результате которых была поднята центральная часть зоны разломов.

Разломы гор Музбель развивались длительно. Ограниченные ими блоки различаются характером разреза и являются, таким образом, так же как и пограничные разломы, конседиментационными структурами. По существу, каждый блок — это область действия местных центров извержения (кальдера), где резко увеличена мощность пород одного возраста и сокращены другие образования. Так, крайний западный блок представляет собой область развития мощных отложений верхов керегетасской свиты (единственное место, где накапливалась верхнекерегетасская подсвита). Отложения низов керегетасской свиты и калмакэмельской свиты здесь маломощны. В следующем к востоку блоке, напротив, развиты главным образом калмакэмельские и нижнекерегетасские (нижняя пачка) образования. Маломощная верхняя пачка нижнекерегетасской свиты (удаленные фации вулканов) накапливалась лишь в отдельных депрессиях. Северный блок представляет собой кальдеру керегетасского времени. Северо-восточный блок — область развития мощных туфогенных отложений нижней пачки нижнекерегетасской подсвиты. Приведенные данные свидетельствуют о длительности вертикальных движениях по разломам гор Музбель. Наиболее ранние горизонтальные движения (со времени внедрения дайковой серии) устанавливаются по Центральному разлому. Как отмечалось выше, этот разлом смещает зону даек широтного простирания. Вместе с тем вдоль самого разлома также располагаются дайки, что свидетельствует о том, что в момент внедрения жильной серии он служил магмоподводящим каналом. Дайки северо-западного простирания заполняют трещины скола, по которым мог происходить как сдвиг, так и сброс. По простиранию они переходят в широтные дайки, заполняющие трещины растяжения, которые возникают в условиях относительного горизонтального широтного сжатия. В поле этого напряжения трещины скола северо-западного направления являются сдвигами (Коптева, Щерба, 1963).

Относительно других сдвигов района не существует (или не найдено) данных о ранних горизонтальных подвижках по ним. Хотя по характеру расположения цепочек жерловин, линейных интрузий, можно предполагать, что сдвиги по ним имели место еще до внедрения жильной серии.

Сдвиги гор Музбель входят в систему разломов северо-западного простирания, очень характерных для Центрального Казахстана. В ряде мест установлено, что эти разломы являются сдвигами (Суворов, 1963; Михайлов, 1959 и др.). Структурный рисунок района: ромбовидный блок, ограниченный сдвигами северо-западного направления и сбросами широтного, вытянутый в северо-западном направлении, чрезвычайно характерен для восточного обрамления Северо-Балхашского синклинория.

В отличие от крупных северо-западных разломов этого региона, часто следующих вдоль границ структурно-фациальных зон, рассмотренные сдвиги проходят внутри одной структурной зоны и смещают конкретные структуры. Характерно, что перемещения по ним, помимо горизонтальной, имеют значительную вертикальную составляющую. В крупных согласных разломах Предчирчикского фиксируется только вертикальная составляющая, а горизонтальная составляющая не определима. Сходство структурных рисунков, образующихся в процессе движения по этим разломам, с рассмотренным нами проливает свет на природу крупных нарушений северо-западного простирания (Буртман, Лукьянов, Пейве, Руженцев, 1963), являющихся, по-видимому, согласными сдвигами.

Литература

- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Лукьянов А. В., Щерба И. Г. Надвиги в районе гор Кенебек — Жондытау, Центральный Казахстан. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.
- Михайлов Е. А. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела. Изв. высш. уч. завед. Сер. геол., и разведка, № 12, 1959.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. Сб. Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Трифонов В. Г. Ассоциация верхнепалеозойских структур Северного Прибалхашья. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Коптева В. В., Щерба И. Г. О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория. Сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
23 июля 1965 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24 + 551.46.0

ПО ПОВОДУ СОЗДАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ
ОКЕАНИЧЕСКИХ ПРОСТРАНСТВ

Несомненно, одним из важнейших достижений современного развития региональной тектоники является обобщение данных по структуре земной коры не только в пределах континентов, но и океанов. Эти сведения, сравнительно недавно еще почти полностью отсутствовавшие, теперь начинают все более быстро накапливаться. Во многих странах за рубежом, и особенно у нас в СССР, расширяется фронт геофизических и геологических исследований океанических пространств, который можно рассматривать как начало нового важнейшего этапа в изучении геологического строения Земли. После 150 лет энергичного, но еще далеко не законченного изучения суши теперь началось систематическое изучение дна морей и океанов. Обобщение получаемых новых, пока обычно разрозненных, сведений и организация сбора новых данных, естественно, требует наличия теоретической базы, которая могла бы явиться посылкой для разработки необходимых программ любых частных исследований.

Подобной базой в определенной мере могут служить тектонические карты, являющиеся графическим выражением наиболее всеобъемлющего геологического синтеза. К этому выводу приводит анализ уже существующих тектонических карт и обобщений данных о геологическом строении отдельных площадей морей и океанов. Таковы, в частности, составленные советскими исследователями тектонические карты Арктического сектора Земли, окраинных морей запада Тихого океана, Баренцева и Карского морей, многочисленные тектонические карты, входящие в состав физико-географического Атласа мира (1964 г.) и др.

Вместе с тем тектонические карты океанов, опубликованные к настоящему времени, существенно отличаются от тектонических карт континентов или их частей по крайней мере в двух отношениях: 1) они отражают в основном структуру, созданную новейшими движениями, т. е. неотектоникой, и находящую непосредственное выражение в рельефе океанического дна и 2) эти карты — в большой степени субъективные построения; элемент гипотезы в них всегда преобладает над фактическим материалом. Последнее обстоятельство, естественно, вызывает осторожное отношение к ним многих исследователей.

Каковы же должны быть принципы составления тектонических карт океанических и морских пространств и каковы должны быть требования, предъявляемые к ним? Эти вопросы приобрели очень большое значение, и на них начинают обращать внимание все более широкие круги геологов.

Особенно остро эти вопросы встают при программировании и проведении работ, связанных с созданием международных тектонических карт, обязательным условием которых является максимальная объективность использования фактических данных и наибольшая обоснованность и осторожность выводов.

Именно поэтому вопросы принципов составления и содержания международных тектонических карт океанических и морских пространств недавно подробно обсуждались на специальном коллоквиуме, созданном во время II Международного океанографического конгресса (Москва, 31 мая — 8 июня 1966 г.), и на последней сессии Международной геологической карты мира (Париж, 20 июня — 1 июля 1966 г.).

Коллоквиум по методике тектонического картирования дна морей и океанов был создан подкомиссией по Международной тектонической карте мира. В нем приняло участие около 150 геологов, геофизиков и океанографов различных стран. По составу участников это было одно из наиболее представительных совещаний, когда-либо собиравшихся для обсуждения методики составления тектонических карт океанических и морских пространств. Среди многочисленных участников коллоквиума следует отметить: Т. Гаскелла, А. Лаутона (Англия), В. Роя (Индия), А. Серге, Р. Селли (Италия), Г. Гирмана (Монако), Дж. Броди (Новая Зеландия), К. Дрейка, Дж. Ворцеля, Т. Керри, Д. Краузе, Г. Менарда, Д. Мура, Р. Фишера, Б. Хейзена, Ф. Шепарда, К. Эмери (США), К. Зейболда, Г. Клосса, Э. Крауса (ФРГ), Л. Гланжо, П. Мюраура (Франция), Дж. Куваке, М. Хашино (Япония), Ш. Адамия, И. П. Атласова, В. В. Белоусова, А. А. Богданова, О. С. Вялова, А. Г. Гайнанова, В. П. Гончарова, Р. М. Деменицкой, Е. Д. Корякина, Л. И. Красного, М. В. Кленову, Ю. А. Косыгина, Е. Н. Люстиха, Е. Е. Милановского, М. В. Муратова, Ю. П. Непрочнова, Д. П. Найдина,

Н. И. Николаева, Ю. М. Пушаровского, М. Г. Равича, В. Г. Рихтера, Т. Н. Спичарского, Г. Б. Удинцева, В. Е. Хаина, С. С. Шульца, А. Л. Яншина (СССР). Многие из перечисленных лиц выступили на коллоквиуме с докладами и все они принимали активное участие в рассмотрении обсуждавшихся вопросов.

Главными темами коллоквиума были: обсуждение географической основы и проекта легенды Международной тектонической карты мира.

Географическая основа масштаба 1 : 15 000 000, составленная ГУГК по поручению АН СССР, была одобрена участниками коллоквиума.

Проект легенды был подготовлен подкомиссией по Международной тектонической карте мира и изложен в совместном докладе А. А. Богданова, Ю. Шубера, Р. Ф. Фейрбриджа, В. Е. Хаина, Ф. Б. Кинга, М. В. Муратова, С. Х. Стоквелла, С. Ж. Стаблфила, С. В. Черноок и Г. Б. Удинцева, впервые представленном в декабре 1964 г. на XXII сессии Международного геологического конгресса в Нью-Дели. В этом докладе был учтен опыт создания тектонических карт Арктики (Ю. М. Пушаровский) и Евразии (ред. А. Л. Яншин), на которых была предпринята попытка изображения тектонического строения морских и океанических пространств.

Кроме того, на коллоквиуме было обсуждено большое число докладов, рассматривающих различные аспекты проблемы тектонического картирования дна океанов и морей (А. Л. Яншин «О взаимоотношении крупных структур континента и океанического ложа»; Ф. Шепард «Некоторые особенности тектонического строения подводных склонов Калифорнии, Восточного Хонсю и Северной Колумбии», Д. Краузе «Сравнение тектонического строения бассейнов Атлантического и Тихого океанов», Г. Б. Удинцев и др. «Тектонические карты Тихого и Индийского океанов», Б. А. Андреев, Л. И. Красный, Н. М. Сыгина «Глубинные структуры и тектоническое строение дна окраинных морей Востока СССР», А. Г. Гайнанов, Е. Д. Корякин «О тектоническом строении дна Атлантического океана», М. В. Муратов, Ю. П. Непрочнов «Строение дна Черноморской котловины и сравнение ее с глубоководными котловинами Средиземного и Каспийского морей», В. П. Гончаров и др. «Тектоническое строение Азово-Черноморского бассейна», Я. П. Маловицкий, А. П. Милаш «Тектоническое строение дна Каспийского моря», Л. Гланжо «Главные структурные ансамбли западной части Средиземного моря», а также Г. Гирман, Ж. Алина, О. Ленхардт «Поднятия с диапировым типом строения (соляные купола) под глубоководной равниной Лигурийского моря», И. П. Атласов и др. «Тектоническое строение дна Северного Ледовитого океана и арктических бассейнов», Эрнст Краус «Геотектонические связи между Индийским океаном и «Крышей мира»», М. Г. Равич (Тектоническое строение Антарктиды и дна Южного океана)).

Подробное обсуждение перечисленных докладов, а также ряда других сообщений и выступлений позволило участникам коллоквиума принять ряд согласованных рекомендаций как по организации создания международных тектонических карт океанов, так и по методике составления этих карт и содержанию их легенд.

Результаты работ московского коллоквиума были сразу же по его окончании подробно рассмотрены сессией комиссии Международной геологической карты мира Международного геологического конгресса в Париже (июнь, 1966 г.). Подробная информация о рекомендациях, сформулированных участниками коллоквиума, равно как и о содержании прочитанных на нем докладов, была сделана Б. Хейзенем, Л. Гланжо и А. А. Богдановым. На основании этой информации и повторного обсуждения ряда кардинальных вопросов сессия комиссии Международной геологической карты мира приняла решения, положенные теперь в основу создания Международной тектонической карты мира (см. ниже). Эти решения и рекомендации будут также полностью учтены при подготовке второго издания Международной тектонической карты Европы, работы над которой уже начаты во многих странах.

Резюмируя рекомендации участников московского коллоквиума по тектоническому картированию океанических пространств, подтвержденные решениями последней сессии комиссии Международной геологической карты мира Международного геологического конгресса, можно сформулировать следующие главные положения, по-видимому, соответствующие взглядам большого числа специалистов.

1. В пределах океанических пространств выделяются две главные группы областей, отличающиеся строением земной коры и, вероятно, своей геологической историей.

К первой группе относятся шельфы и отчасти окраинные моря, являющиеся затопленными и иногда частично переработанными частями континентов. Эти области характеризуются «континентальным» типом коры, и в их пределах прослеживаются или могут быть прослежены тектонические элементы смежных континентов. Их общая площадь, по приблизительным подсчетам, составляет около 27,5 млн. км² (около 5,4% современной поверхности Земли).

Ко второй группе относятся пространства собственно океанического ложа, составляющие 65,4% поверхности Земли (около 333,5 млн. км²). Вне зависимости от справедливости тех или иных взглядов на происхождение океанов (реликтовые формы или новообразования в структуре коры) по современным геофизическим данным они характеризуются вполне определенным «океаническим» типом коры и в их пределах не прослеживаются тектонические элементы континентов. Более того, эти пространства характеризуются своими, присущими им тектоническими элементами (срединные хребты, осложненные центральными грабенами — рифтами, океанические равнины).

Особое место занимают зоны, переходные от континентов к океанам типа Восточно-Азиатской, Индонезийской или Антильско-Карибской. Они включают окраинные котловинные моря с корой близкого к океаническому типу («субокеанической»), островные дуги с корою континентального (или «субконтинентального») типа, а также глубоководные желоба, подобные Курило-Камчатскому, Алеутскому или Марианскому. Принципиально тот же характер имеют области средиземных (внутренних) морей (район Средиземного, Черного, Каспийского морей), рассматриваемые большинством тектонистов вместе с окраинно-материковыми переходными зонами как современные, находящиеся в стадии активного развития геосинклинальные пояса. Поэтому эти области вызывают повышенный интерес широких кругов геологов и геофизиков.

2. Принципы тектонического расчленения областей шельфов должны быть теми же, что и для смежных с ними континентов. В пределах шельфов, так же как и в пределах континентов, необходимо выделять области различного возраста складчатости, а в определенно благоприятных условиях — различные структурные элементы этих складчатых областей или даже зоны их, отличающиеся различными режимами развития (например, эв- и миогеосинклинали). В этих областях следует выделять плиты и шиты платформ и, если будет возможно, также и структуры платформенного чехла (примером являются успехи современного изучения структуры дна Каспийского, Северного и ряда других окраинных и внутренних морей).

Утверждая возможность и необходимость одинакового подхода к тектоническому расчленению и соответственно к тектоническому картированию областей шельфов, окраинных и внутренних морей (с «континентальных» типом коры) и континентов, необходимо сохранять чувство меры в оценке обоснованности выделяемых тектонических структур.

Действительно, в настоящее время при создании тектонических карт континентальных областей обычно встает вопрос о степени полноты использования составителями карт реально существующих геологических или геофизических данных. Именно в этом отношении составление тектонических карт пространств континентов вызывает все возрастающие трудности. Как теперь принято выражаться, «объем информации», прогрессивно увеличиваясь, затрудняет сам процесс обобщения и требует несравненно больших усилий и внимания при систематизации и учете фактов, чем это было необходимо в совсем еще недавнем прошлом.

При создании тектонических карт морских пространств составитель их имеет дело обычно с весьма ограниченными данными, нередко преимущественно со сведениями, имеющими косвенное значение при оценке тектонических соотношений; часто с данными, проверка достоверности которых либо невозможна, либо крайне затруднена. Примером является использование сведений, получаемых при драгировании и обработке «геологических данных», доставляемых попутно донными сетями. В полярных областях, дно морей которых местами обильно усеяно продуктами разнота древних морен и современных плавающих льдов, оценка положения добытой пробы (in situ или во вторичном залегании) далеко не всегда возможна. Поэтому методика картирования, сама система отбора достоверных сведений, является в данном случае совершенно иной, чем на суше. В настоящее время морские пространства все более широко покрываются геофизическими исследованиями. Однако буровые работы выполняются еще в более чем ограниченном числе мест (развитие их, вероятно, является делом ближайшего десятилетия). Поэтому важно при изображении гипотетического строения дна шельфа, сохраняя общие принципы системы тектонического районирования, принятого для суши, применять отличающуюся систему знаков, подчеркивающую разную степень достоверности не только выводов, но и положенных в их основу данных.

3. В пределах областей, обладающих «океаническим» строением коры, обычно отделенных от шельфов континентальной ступенью, характеризующихся еще общей совершенно недостаточной изученностью, пока необходимо прежде всего давать точное и объективное обозначение фактических данных. При этом важно отметить, что эти данные отражают не столько общую глубинную структуры коры, не столько совокупность тектонических образований, как бы результирующих длительный процесс геологической истории (как это имеет место на континентах), — они выражают главным образом современное тектоническое состояние, результаты современных тектонических движений и создающихся ими соотношений. Тут еще раз следует подчеркнуть существенную разницу между тектоническим картированием континентов и океанов.

Если для континентальных областей мы имеем возможность раздельно создавать карты «новой тектоники» и собственно тектонические карты, различающиеся методикой составления и содержанием, то для океанических пространств мы в настоящее время лишь приближаемся к возможности создания крайне схематических карт неотектоники, т. е. карт, отражающих тектонические соотношения, слагающиеся в новейшее геологическое время и характеризующие современную нам эпоху.

По-видимому, отмеченная разница в содержании тектонических карт новейших современных тектонических областей Земли является принципиальной и, возможно, наиболее существенной.

4. На тектонических картах океанических пространств прежде всего должна быть наиболее подробно и выпукло показана батиметрия океанического дна. Рисунок по-

верхности дна, причем не только в своих крупных формах, но и в микрорельефе, является главной доступной нам формой выражения геологической структуры.

Данные эхолотирования и геофизических наблюдений позволяют местами выделять области мощного накопления рыхлых осадков и ограничивать контуры крупных впадин. Эти сведения, как показывает опыт, очень важны для характеристики значительных участков дна океана.

Реально выделение зон крупных разломов; для некоторых из них можно даже получить характеристику направления и размера перемещений (сдвиги северо-восточной части Тихого океана).

Огромное значение приобретает возможность улавливания и трассирования рифтовых долин, осложняющих строение срединных океанических хребтов. Возможно, положение и история образования ряда подобных планетарных тектонических форм позволит вскрыть связи между современной структурой некоторых континентов и океанов (проблема структуры западных частей Индийского океана).

Несомненно, важнейшее значение имеет тектоническая трактовка всех известных выходов коренных пород, как подводных, так и поверхностных (острова).

Очень важно точное изображение различных центров вулканических извержений (вулканы активные и потухшие).

Для характеристики современных тектонических движений, для выделения пограничных зон участков с различными скоростями прогибания имеет значение точное изображение коралловых рифов, атоллов, поднятых и поднимающихся островов и гайотов.

Наконец, для современной тектонической характеристики океанических пространств особенное значение приобретает картирование эпицентров землетрясений.

По общему мнению, необходимо изображать на картах также и некоторые геофизические данные, тектоническая трактовка которых не во всех случаях может быть однозначной. К этим данным относятся: а) результаты магнитных наблюдений (оси положительных и отрицательных аномалий), б) точки наблюдений разреза земной коры с выделением слоев различных скоростей прохождения сейсмических волн, в) данные о величинах теплового потока, г) оси положительных и отрицательных гравитационных аномалий и гравитационных ступени.

5. Что касается зон переходного от океанов к континентам строения (современных окраинно-материковых или межматериковых «геосинклинальных поясов», то подход к изображению их строения на тектонических картах должен быть, очевидно, дифференцированным. Мелководные периферические участки внутренних (типа Черного) или окраинных (типа Охотского) морей, а также островные дуги и, по крайней мере, отчасти, их подводные продолжения могут быть приравнены в этом отношении к областям шельфа. Центральные, глубоководные части внутренних морей и осложняющие их подводные поднятия должны изображаться на основе тех же принципов и с помощью тех же приемов, что и собственно океанические пространства, хотя, возможно, и с несколько большей степенью детальности в связи с их относительно лучшей степенью изученности.

6. Можно полагать, что предлагаемая система построения легенд тектонических карт, принятая сейчас для Международной тектонической карты мира, имеет временный характер. Она отражает современную эпоху накопления фактических данных о строении дна океанических пространств, а также современную стадию разработки методов исследований. Она предваряет собой будущую новую эпоху синтеза фактов, поход за которыми начат в наши дни.

7. В настоящее время работы по созданию Международной тектонической карты мира начаты. В дополнение к ранее принятым решениям о назначении координаторов по континентам и о составе редакционного комитета, Комиссия по Геологической карте мира на своей последней сессии дополнительно утвердила следующий состав координаторов по океанам:¹

Тихий океан — Х. Менард (США), Г. Б. Удинцев (СССР);

Атлантический океан — А. Г. Гайнанов (СССР), К. Дрейк (США), Б. Хейзен (США);

Индийский океан — В. Ф. Канаев (СССР), Л. Лаутон (Англия), Р. Фишер (США);

Северный Ледовитый океан — И. П. Атласов (СССР), Р. М. Деменчикая (СССР), Ф. Руте (Канада), К. Ханкинс (США);

Южный океан — М. Г. Равич (СССР), Р. Эди (Англия);

Средиземное — Каспийское моря — Л. Гланжо (Франция), М. В. Муратов (СССР), А. Сегре (Италия).

Можно рассчитывать, что через полтора-два года мы подведем первые итоги и рассмотрим первый вариант Международной тектонической карты мира, на которой будет дано изображение тектонической структуры не только континентов, но и дна океанов.

А. А. Богданов, В. Е. Хаин

¹ Напомним, что предварительные решения о порядке выполнения работы по созданию Международной тектонической карты мира, так же как и о назначении координаторов по континентам и утверждению состава редакционного комитета, были приняты комиссией Международной геологической карты мира в декабре 1964 г. и утверждены XII сессией Международного геологического конгресса в Нью-Дели.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫИ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Технический редактор *К. И. Игнаткова*

Сдано в набор 10/XI-1966 г. Т-15798. Подписано к печати 27/XII-1966 г. Тираж 1600 экз.
Зак. 6462. Формат бумаги $70 \times 108^{1/16}$. Печ. л. 11,9+2 вкл. Бум. л. 4 $\frac{1}{4}$. Уч.-изд. листов 14,1.

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

Цена 1 р. 20 к.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПЕР. 3 кв. 42
МАЛАРЬЧЕВУ Г. И.

Индекс
70228

7 1.12 ГЕСТЕНТ

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

В магазинах «Академкнига» имеются в продаже следующие книги издательства «Наука»:

АКТИВИРОВАННЫЕ ЗОНЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ, НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ. [Материалы II Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе]. 1964. 256 стр. 2 р.

Архангельский А. Д. **ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ.** В ДВУХ ТОМАХ. Т. 2. РАБОТЫ ПО ТЕКТОНИКЕ, ГЕОФИЗИКЕ, ЛИТОЛОГИИ, ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ, ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ. 1954. 672 стр., 15 вкл. 80 к.

Бархатов Б. П., Бархатова Н. Н. **РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТониКУ ПАМИРА.** (Труды Геол. музея им. А. П. Карпинского. Вып. 13). 1962. 52 стр. 31 к.

Белоусов В. В. **СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ.** ПЯТОЕ ЧТЕНИЕ ПАМЯТИ В. И. ВЕРНАДСКОГО. 1963. 24 стр. 9 к.

Буртман В. С. **ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ СДВИГ (Тянь-Шань),** (Труды ГИН, Вып. 104). 1964. 144 стр. 93 к.

Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. **ТАЛИЦКО-МОНГОЛО-АЛТАЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА.** 1964. 184 стр. 1 р. 20 к.

ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ. 1962. 256 стр., 8 вкл. 2 р. 33 к.

Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. **ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ И СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ (ЗАПАДНЫЙ Казахстан).** (Труды ГИН, Вып. 44). 1960. 91 стр., 3 вкл. 55 к.

Гарецкий Р. Г. **УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПЕРИФЕРИИ МУГОДЖАР.** (Труды ГИН Вып. 60). 1962. 300 стр. 2 р. 08 к.

Гзовский М. В. **ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ И ТЕКТОНИКА БАЙДЖАНСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ.** Части 3 и 4. 1963. 543 стр. 3 р. 37 к.

ГОБИ-АЛТАЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ. 1963. 394 стр. 2 р. 76 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 139; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, 55, проспект Октября, 129; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 41.

