

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1978

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1978

СОДЕРЖАНИЕ

Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли)	3
Ильин А. В. Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы новой глобальной тектоники	17
Голубева З. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Структурное положение депрессионных глубоководных фаций верхнего карбона и низов перми Южного Приуралья	36
Левитан Г. М. О начале орогенного этапа в герцинской эвгеосинклинали Урала и некоторых его особенностях, существенных для металлогении	44
Шемпелев А. Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига	57
Бухарин А. К. О соотношении домезозойских и альпийских структур Тянь-Шаня и сопредельных территорий	66
Мирлин Е. Г. Движения и деформации литосферных плит в Исландском регионе Северной Атлантики и природа Фарерско-Гренландского порога	78
Косыгин В. Ю. Об эволюции земной коры Южно-Охотского региона	93
Воеводин В. Н., Житков Н. Г., Соловьев В. А. Эвгеосинклиальный комплекс мезозонд Чукотского полуострова	101
Никонов А. А. Современные вертикальные движения земной коры Северной Америки	110

Хроника

Белов А. А. Тектоника Средиземноморского пояса	120
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1978 г.	124

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

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1978

CONTENTS

Milanovsky E. E. Some regularities of tectonic development and volcanism of the Earth in Phanerozoic (problems of the Earth pulsation and expansion)	3
Iljin A. V. Morphostructure of the oceanic bottom and some aspects of new global tectonics	17
Golubeva Z. V., Shlezinger A. E., Yanshin A. L. Structural position of Upper Carboniferous and Permian lowermost parts depressional deep-water facies of the Southern Preuralie	36
Levitan G. M. On beginning of the orogenic stage in the Uralian Hercynian eugeo-syncline and some of its peculiarities essential for metallogeny	44
Shempelev A. G. On deep structures of the Major Caucasian overthrust	57
Bukharin A. K. On relationships between pre-Mesozoic and Alpine structures of the Tien-Shan and contiguous territories	66
Mirlin E. G. Movements and deformations of lithosphere plates in the Icelandic region of the North Atlantic and origin of the Faeroes — Greenland sill	78
Kosygin V. Yu. On evolution of the Earth crust of the South Okhotsk region	93
Voevodin V. N., Zhitkov N. G., Soloviev V. A. Eugeosynclinal complex of the Chukotsk mesozoides	101
Nikonov A. A. Recent vertical movements of the Earth crust of North America	110

Chronicles

Belov A. A. Tectonics of the Mediterranean belt	120
Yearly index of Journal «Geotectonics» for 1978	124

УДК (551.24+551.2)551.7

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

**НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ И ВУЛКАНИЗМА ЗЕМЛИ В ФАНЕРОЗОЕ****(проблемы пульсаций и расширения Земли)**

Проведенные исследования по корреляции эпох растяжения и сжатия в складчатых поясах и рифтовых зонах фанерозоя привели автора к выводу о пульсационном характере тектонических движений, происходивших, по крайней мере, в течение мезозоя и кайнозоя, на фоне общего расширения Земли.

I

Последние 20—25 лет были ознаменованы крупнейшими достижениями в изучении тектонического строения и развития Земли. Эти успехи в значительной мере были связаны с широким применением геофизических методов, позволивших существенно увеличить глубинность исследований, и распространением последних, включая глубокое бурение, на огромные пространства океанического дна. Из науки о строении верхней части земной коры континентов, которой геология по существу оставалась до середины XX в., она превращается в науку о строении и развитии тектоносферы, т. е. коры и верхней мантии всей нашей планеты.

Одним из важнейших достижений явилось открытие и изучение срединно- (или внутри-) океанических хребтов, установление черт сходства и структурно-генетических связей их с рифтовыми зонами континентов, образующими вместе с ними мировую рифтовую систему. Тем самым выяснилось, что наряду с геосинклинальными поясами — главными зонами глубокого погружения и скучивания материала коры — в современной структуре Земли существует другой тип поясов высокой тектономагматической активности, не уступающих им по протяженности и площади, но резко отличающихся от геосинклинальных зон свойственными им тенденциями к поднятию глубинного материала и горизонтальному расширению («спредингу»). Было установлено, что структуры, родственные некоторым типам современных континентальных рифтовых зон, существовали начиная с позднего докембрия. В пределах океанических рифтовых хребтов и прилегающих к ним обширных пространств океанов была обнаружена своеобразная полосчатая структура геомагнитного поля, несвойственная континентам. Были обнаружены резкие отличия в мощности и структуре земной коры континентов и океанов, а бурение показало, что осадки в пределах ложа океанов повсеместно подстилаются юрскими, меловыми или кайнозойскими базальтами, самые молодые из которых выходят на поверхность в осевых зонах рифтовых хребтов. Сейсмическими исследованиями под большей частью поверхности Земли было выявлено существование в верхах мантии астеносферного

слоя, более мощного и отчетливо выраженного под океанами и подвижными зонами континентов.

Изучение так называемых офиолитовых ассоциаций горных пород показало, что эти широко распространенные во многих геосинклинальных поясах комплексы ультрабазитов и базитов представляют собой реликты коры океанического типа, существовавшей на ранней стадии развития эвгеосинклинальных зон этих поясов и впоследствии подвергшейся сильному сжатию, дроблению и нередко шарьированной на смежные тектонические зоны.

Новые исследования ряда складчатых областей подтвердили широкое распространение в них покровно-чешуйчатых деформаций, свидетельствующее в пользу горизонтального сокращения этих зон. Широкое развитие и методическое усовершенствование палеомагнитных исследований позволили установить, что крупные блоки земной коры в течение фанерозоя изменяли свое положение как относительно магнитной оси Земли, так и друг относительно друга.

Все эти, а также многие другие принципиально важные данные потребовали пересмотра ряда сложившихся представлений о строении земной коры, ее движениях и эволюции. Некоторые из этих данных оказались трудно объяснимыми с ортодоксально «фиксистских» позиций, что привело к возрождению идеи мобилизма в различных его модификациях. В частности, в 60-х годах постепенно сформировалась неомобилистская концепция, известная как гипотеза новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит. Эта концепция, подкупающая своей стройностью и изяществом, как известно, пользуется в настоящее время почти всеобщим признанием во многих странах Европы и Америки и разделяется частью геологов и геофизиков в Советском Союзе. Однако наряду с «тектоникой плит» в СССР развиваются и другие модификации мобилизма (А. В. Пейве и др.). Вместе с тем некоторые видные советские исследователи (В. В. Белоусов и др.) остаются на позициях фиксизма и океанизации или ищут пути преодоления противоречий фиксизма и мобилизма.

Одним из главных достоинств концепции тектоники плит, выгодно отличающим ее от многих других тектонических гипотез, является присущий ей глобальный подход к анализу тектонических движений и деформаций, одновременно происходящих в разных областях Земли. Горизонтальное растяжение (спрединг) в одних областях (например, в рифтовых зонах океанов) согласно этой концепции должно компенсироваться сжатием и субдукцией в других зонах (геосинклинальных поясах). Следует отметить, что подобное динамическое равновесие возможно лишь при допущении о неизменности радиуса Земли, принимаемом ведущими теоретиками «тектоники плит» (Ле Пишон и др., 1977). Однако само по себе это нельзя считать доказанным¹. Наиболее логично концепция тектоники плит трактует происхождение и строение впадин «молодых», «вторичных» океанов, в частности Атлантического.

Вместе с тем эта концепция, претендующая на роль универсальной теории тектогенеза, в своем современном виде либо не объясняет, либо не согласуется с многими геологическими данными, в особенности относящимися к строению и развитию континентов. Так, например, предполагаемое ею проскальзывание тонких (порядка 100 км) литосферных плит по их астеносферному слою очень трудно совместить с фактами длительного унаследованного развития крупнейших платформенных структур. Для синеклиз и антеклиз эта длительность достигает несколь-

¹ С общих методологических позиций представление о неизменности объема Земли в геологическом прошлом кажется не более, а скорее даже менее правомочным, чем предположение о возможных изменениях объема в ходе истории Земли, поскольку последняя была и остается сложно развивающимся телом с активной внутренней динамикой.

ких сот миллионов лет, а для щитов — даже может превышать миллиард лет. Трапповые бассейны платформ, питаемые мантийными магматическими очагами, обычно приурочиваются к областям продолжительного предшествующего погружения и, таким образом, их размещение оказывается предопределенным «предысторией» этих платформ. Эти факты свидетельствуют о неразрывной и очень длительно сохраняющейся связи коры древних платформ (кратонов) с их мантийным субстратом, по крайней мере до глубин в несколько сот километров. Такой вывод согласуется с новейшими геофизическими данными, сообщенными, в частности, С. Александром на XVI ассамблее МГГС в Гренобле (Кропоткин, 1976), и обсуждались на специальной конференции геодинамического комитета США в г. Вейле (Jordan, 1976), указывающими на то, что под кратонами, вплоть до глубин 400—600 км, так называемый слой пониженных скоростей отсутствует или почти отсутствует, что температура в верхней мантии под кратонами на несколько сот градусов ниже, чем на тех же глубинах под океанами, а вязкость соответственно должна быть на несколько порядков выше, чем под ними. Следовательно, кратоны, в особенности щиты древних платформ с их основанием до глубин более 400 км, а, может быть, до 600 км, представляют единое монолитное целое, и концепция тонких литосферных плит к ним не применима. Если кратоны и испытывают горизонтальное перемещение, то оно может происходить не по астеносферному слою, лежащему на глубинах 100—200 км, как это рисуется в гипотезе тектоники плит, а лишь по гораздо более глубоким зонам мантии².

Концепция глобальной тектоники в ее современном виде рассматривает движение литосферных плит, модель которого разработана для мела — кайнозоя, как более или менее перманентный однообразный процесс, и считает возможным механически экстраполировать его далеко в глубь истории Земли, вплоть до палеозоя или даже докембрия. В этой модели пока не находит объяснения неравномерность процесса тектонического развития во времени, в частности наличие фаз и эпох активизации тектонических движений (орогенических фаз или фаз складчатости), которые в ряде случаев, несомненно, имеют планетарное значение, а также глобальных эвстатических колебаний уровня океана, вызывающих трансгрессии и регрессии. Эта гипотеза не раскрывает природы более продолжительных геотектонических циклов и причин крупнейших необратимых изменений в характере строения и развития Земли, происходивших в ходе ее геологической истории.

Наконец, приходится, к сожалению, отметить, что хотя в принципе концепция тектоники плит предполагает взаимодействие и взаимный баланс горизонтальных движений и деформаций коры в глобальном масштабе, на практике при разработке кинематических «геоисторических» моделей, реконструирующих эволюцию отдельных регионов, например складчатых областей, их авторы подчас весьма произвольно, даже безответственно «двигают» в различных направлениях обрамляющие эти области плиты, не заботясь о том, к каким результатам это должно неизбежно привести в других регионах Земли. Число таких частных кинематических моделей, не согласующихся одна с другой, растет как снежный ком, и их множественность и неоднозначность, естественно, не способствует укреплению доверия ни к этим моделям, ни к концепции тектоники плит в целом.

² Следует заметить, что в большинстве моделей сторонников «тектоники плит», изображающих субдукцию коры Тихого океана под континенты Азии или Южной Америки, по существу молчаливо принимается, что кора и верхняя мантия последних до глубин 500—700 км представляет собой единые блоки, верхние литосферные части которых не скользят по астеносфере в виде тонких плит и не «подворачиваются», подобно гусенице, над зоной Беньофа, уходя под континент.

Все сказанное позволяет считать, что хотя гипотеза тектоники плит, несомненно, содержит прогрессивные и ценные элементы, в ее нынешнем виде ее нельзя рассматривать как удовлетворительную общую геотектоническую теорию, и необходимо продолжать поиски путей для создания более совершенной концепции, удовлетворяющей всей совокупности современных многообразных и подчас кажущихся трудно совместимыми между собой геологических и геофизических данных.

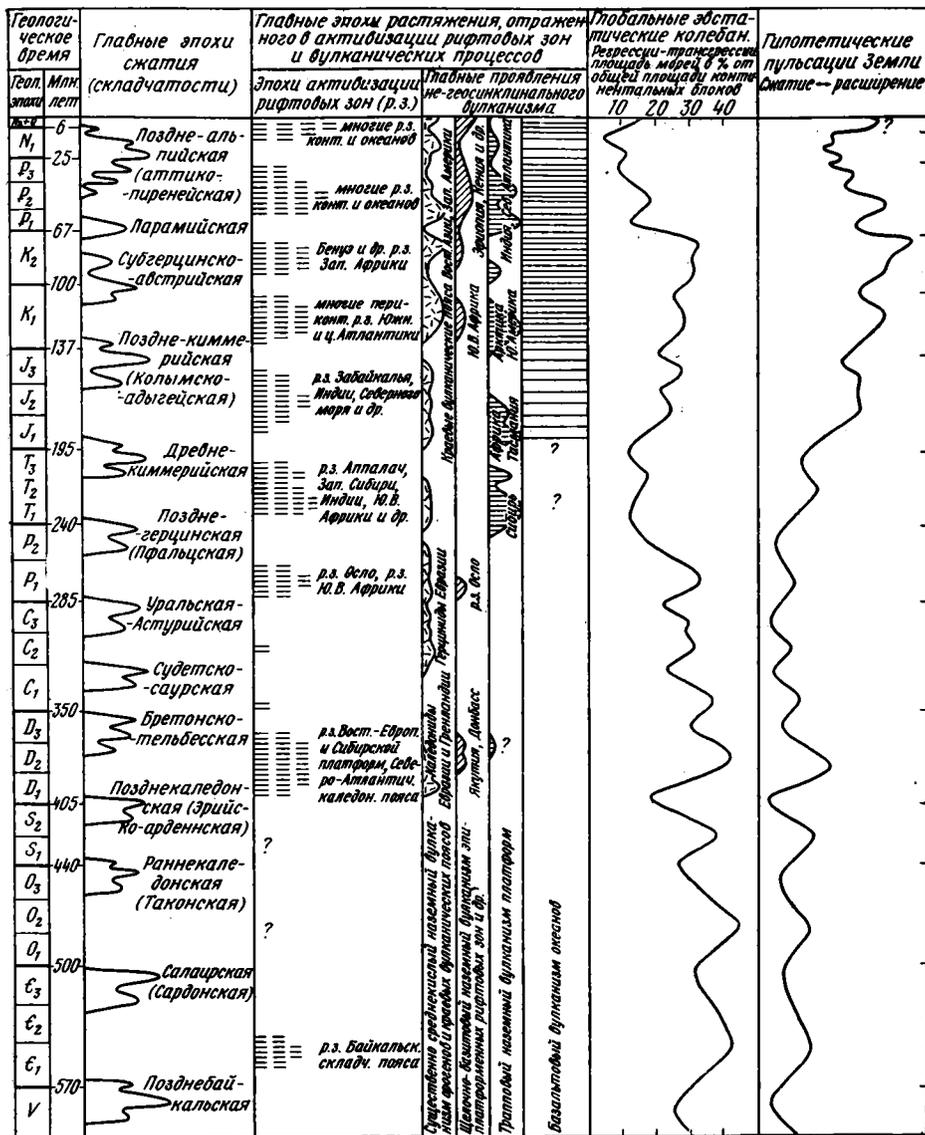
II

Остановимся на некоторых важнейших эмпирических закономерностях геологического развития Земли в фанерозе, не находящих пока своего места в гипотезе тектоники плит, но которые необходимо учитывать при разработке геотектонических концепций, претендующих на достоверное отражение геологической реальности. Речь пойдет о неравномерности и периодичности тектонических движений и деформаций земной коры, о мировых эвстатических колебаниях и, наконец, о развитии вулканизма в ходе фанерозойской истории Земли (рисунок).

Одна из важнейших закономерностей развития Земли в течение фанерозоя, как уже говорилось,— неравномерность проявления тектонических деформаций во времени, впервые четко сформулированная Г. Штилле (Stille, 1924) в виде знаменитого канона орогенических фаз, или фаз складкообразования, имеющих всеобщее планетарное значение. Впоследствии представления об относительной кратковременности, глобальном характере проявления этих фаз и их повсеместной одновременности обсуждались в литературе и оспаривались рядом исследователей (Шатский, Гиллули и др.), однако в настоящее время неравномерность тектонических деформаций во времени и периодичность этого процесса, в том числе в планетарном масштабе, становятся все более очевидными. Характерно в этом отношении недавнее признание такого видного исследователя геологии Альпийского пояса, как Р. Трюмпи, который, приступая «к сбору информации о распространении орогенических движений во времени, начал как убежденный последователь Гиллули, но, к собственному удивлению, закончил умеренным штиллеанцем» (Трюмпи, 1976, стр. 251).

Произведенное недавно А. А. Прониным (1969—1973) обобщение огромного литературного материала по хронологии тектонических движений на всех континентах в фанерозое и статистический анализ этих данных, выполненный Н. Я. Куниным и Н. М. Сардонниковым (1976), убедительно показали существование в фанерозойском этапе развития Земли (точнее, с конца венда, т. е. за последние 600 млн. лет) 13 планетарных «циклов» тектонической активности средней продолжительностью около 40—45 млн. лет. Каждый из этих «циклов» состоит из двух эпох или фаз почти равной продолжительности, одна из которых характеризуется усилением складкообразовательных движений, наличием или учащением так называемых фаз складчатости (в смысле Штилле), фиксируемых в разрезах перерывами и угловыми несогласиями, а другая — ослаблением или даже отсутствием подобных деформаций. В качестве таких тектонически активных эпох, наиболее отчетливо запечатленных в структуре геосинклинальных областей геологического прошлого, выделяются позднебайкальская, салаирская (сардская), раннекаледонская (таконская), позднекаледонская (арденнско-эрийская), бретонская (свальбардская), судетская, уральская, позднегерцинская, раннекиммерийская, позднекиммерийская (невадийско-колымская), австрийская, ларамийская, позднеальпийская (пиренейско-аттическая).

Быстрый процесс в изучении рифтовых зон, происходящий в последнее время, позволил установить, что в областях рифтогенеза тектонические деформации (среди которых ведущая роль принадлежит горизон-



тальному расширению) и сопутствующие им магматические процессы протекают во времени резко неравномерно. С эпохами интенсивного расширения и углубления рифтов чередуются эпохи ослабления или прекращения подобных движений. Такая неравномерность достоверно установлена для Рейнской, Кенийской, Красноморской и ряда других современных и древних рифтовых зон. Обобщая эти наблюдения, некоторые исследователи приходят к выводу, что подобная неравномерность развития рифтовых зон во времени распространяется на обширные регионы Земли (Pilger, Rösler, 1976) или даже имеет планетарное значение (Казмин, 1975). Исследования автора также свидетельствуют в пользу наличия планетарной периодичности в развитии рифтового процесса и существования глобальных эпох и «циклов» рифтогенеза примерно такой же продолжительности, что эпохи и «циклы» складкообразовательных движений, т. е. деформаций сжатия в геосинклиналиях. Но если это так, естественно возникают вопросы, связаны ли планетарная периодичность складкообразовательных и покровных деформаций в гео-

синклиналях и периодичность проявлений рифтогенеза между собой и, если да, то как движения в этих зонах коррелируются во времени?

На первый вопрос в настоящее время можно уверенно ответить утвердительно. Что же касается второго вопроса, то, если постулировать неизменность радиуса и объема Земли, очевидно, следовало бы предположить одновременность сжатия (складко- и покровообразования) в геосинклинальных областях и растяжения в рифтовых зонах и взаимную компенсацию эффекта этих деформаций в глобальном масштабе. Именно так этот вопрос трактуется с позиций концепции глобальной тектоники, например, В. Шваном (Schwan, 1974). Однако сразу же следует заметить, что если в мезозое и особенно в кайнозое рифтовый процесс приобрел значение, соизмеримое с геосинклинальным, то в палеозое роль рифтогенеза, по крайней мере на континентах (а о палеозойских океанах мы пока ничего не знаем!), была в целом еще весьма незначительной, и говорить о компенсации деформаций сжатия в палеозойских геосинклиналях растяжением в рифтовых зонах мы не имеем никаких оснований³.

Детальное изучение хронологии движений в современных и древних рифтовых зонах Земли, предпринятое автором (таблица), показывает, что эпохи усиления рифтогенеза в действительности не совпадают с эпохами складко- и покровообразования в геосинклинальных областях и некоторых прилегающих зонах платформ, а, напротив, чередуются с ними во времени. С особой очевидностью эта закономерность проявляется в позднем кайнозое: так, миоцен был временем наиболее интенсивного тангенциального сжатия в альпийских геосинклинальных областях и ослабления процессов рифтогенеза, а в плиоцене — антропогене, напротив, резко активизируются рифтовые зоны континентов и океанов и угасают складчато-покровные деформации в большинстве альпийских сооружений. В целом фанерозойская и в особенности мезозойско-кайнозойская история Земли в действительности складывается из чередования эпох, отличающихся одна от другой не только и не столько по интенсивности тектонических движений и деформаций, сколько по характеру и отчасти по распределению этих деформаций на поверхности Земли.

Впрочем, было бы неправильно считать, что деформации сжатия проявлялись лишь в геосинклинальных областях, а деформации растяжения — только в рифтовых. Хорошо известно, что в течение орогенного этапа (главным образом на раннеорогенной стадии развития геосинклинальной области) складкообразовательные движения, нередко довольно интенсивные, могут захватывать многие участки смежных платформ, как непосредственно прилегающие к ней, так и отстоящие от нее подчас на сотни километров (например, зона Пальмирид в Сирии). Но складчато-надвиговые, а иногда и покровные деформации довольно широко распространены также и в пределах многих древних рифтовых зон, начиная от позднепротерозойских авлакогенов и кончая мезозойскими, а в отдельных случаях даже палеогеновыми грабенами. Они отсутствуют лишь в современных рифтовых зонах. Деформации сжатия следуют в грабенах за фазами активного рифтогенеза (а иногда, как, например, в раннемезозойских грабенах Зауралья, чередуются с ними) и во времени отвечают эпохам усиления складкообразовательных движений в геосинклинальных и орогенных областях. Мы наблюдаем подобные наложенные «пострифтовые» деформации сжатия, например, в раннекембрийских грабенах Забайкалья, девонских и палеогеновых Шпицбергена, девонско-каменноугольном авлакогене Донбасса, триасовых грабенах Зауралья, юрских грабенах Забайкалья и Алданского

³ В палеозое редкие проявления рифтогенеза фиксируются в кембрии и более широко распространенные и интенсивные — в течение девона и перми. В мезозое — кайнозое эпохи активизации рифтогенеза относятся к триасу, юре, раннему и позднему мелу, эоцену — олигоцену и плиоцену — антропогену.

щита, верхнемеловом рифте Бенуэ в Западной Африке и пр. Формированию пермского грабена Осло предшествовало довольно глубокое (до 2 км) проседание этой зоны в раннем палеозое, прерванное на рубеже силура и девона позднекаледонскими складчатými деформациями. Расширение внутриокеанических рифтовых зон, несомненно, протекало во времени неравномерно, прерывисто, а некоторые исследователи с большим основанием предполагают, что в развитии подобных зон, в частности Срединно-Атлантического хребта, имела место эпоха складчатости и регионального метаморфизма, скорее всего отвечающая ларамийской фазе (Пейве, 1975).

С другой стороны, и в развитии всех геосинклинальных поясов, несомненно, имели место эпохи более или менее значительного горизонтального растяжения. Такие эпохи или стадии развития геосинклиналей, напоминающие по характеру деформаций развитие рифтовых зон, некоторые исследователи в последнее время называют «рифтовыми» или «рифтоподобными» (последний термин предпочтительнее, так как речь идет не о тождестве, а лишь о некотором сходстве с рифтогенезом). Растяжение, происходившее на ранних стадиях геосинклинального цикла, приводило к угонению континентальной коры (в миогеосинклиналях) и даже полному разрыву ее сплошности (в эвгеосинклиналях). Особенно сильно процессы растяжения и новообразования коры океанического типа проявлялись в офиолитовых зонах геосинклинальных поясов, которые впоследствии в фазы сжатия (но, как правило, еще задолго до завершения «цикла» развития данного пояса) подвергались сильнейшему сужению и раздавливанию с образованием серпентинитового меланжа и тектонических покровов.

Некоторые зоны геосинклинальных поясов испытывают резкое расширение и на более поздних стадиях геосинклинального цикла. Примером этих явлений могут служить Тимочская вулканическая зона Карпато-Балканид Восточной Сербии и ее продолжение в Болгарии — Среднегорская зона Балканид, сильно раскрывшаяся в позднем мелу, после австрийской фазы сжатия и в свою очередь вскоре подвергшиеся сжатию в ларамийскую фазу. Наконец, существенное горизонтальное расширение могут переживать геосинклинальные пояса и в конце орогенного этапа, после стадии сильного сжатия, завершившего создание их складчато-надвиговой и покровной структуры. В Альпийском геосинклинальном поясе, в особенности в его южной, средиземноморской части, процессы растяжения широко проявились в плиоцен-четвертичное время (т. е. синхронно с последней планетарной эпохой активизации рифтогенеза), создав характерные для этой области глубоководные впадины, системы грабенов и пр., наложенные на складчато-покровные структуры олигоцен-миоценового возраста. Аналогичные явления растяжения следовали за орогенезом и в некоторых других отмирающих геосинклинальных поясах (зоны эпиорогенного рифтогенеза). Таким образом, мы приходим к выводу, что история Земли в течение фанерозоя складывается из следующих одна за другой эпох усиления деформаций сжатия и растяжения. В кайнозое и мезозое главными зонами деформаций обоих типов были как геосинклинальные, так и рифтовые пояса и зоны, хотя, несомненно, что в целом сжатие гораздо сильнее проявлялось в геосинклинальных поясах, являвшихся в основном зонами глубокого погружения и «засасывания» материала коры, тогда как растяжение реализовалось преимущественно в областях рифтогенеза, где происходил подъем глубинного материала, который заполнял образующиеся «щели» в коре и препятствовал в дальнейшем сильному сжатию этих зон. Что касается платформ, то они, по крайней мере на отдельных своих участках, периодически подвергались деформациям растяжения и сжатия, но значительно меньшим по масштабу по сравнению с тектонически активными зонами.

Как известно, роль геосинклинального процесса и распространенность геосинклинальных поясов в течение позднего протерозоя и фанерозоя последовательно снижалась, а роль рифтогенеза и распространенность рифтовых зон и поясов, напротив, со временем возрастала (Милановский, 1976), и, таким образом, та приблизительная сбалансированность этих процессов, которую мы наблюдаем в кайнозое, в прошлом, в палеозое и особенно в позднем протерозое не могла иметь места. Можно думать, что геосинклинальные области, некогда сравнительно густой сетью опоясывавшие Землю, были в позднем протерозое и палеозое главным и почти единственным типом подвижных зон земной коры и именно в их пределах в основном осуществлялись попеременно как деформации сжатия, так и деформации растяжения. Но по мере последовательного отмирания геосинклинальных поясов и расширения площади обрамляющих их «стабильных» областей в пределах последних все чаще возникали самостоятельные зоны растяжения — рифтовые зоны, которые, как правило, использовали ослабленные зоны платформенного субстрата и, таким образом, наследовали простирающиеся древних линейно-складчатых и разрывных структур.

Таким образом, функции зон преобладающего горизонтального расширения и сокращения, которые первоначально принадлежали древним геосинклиналям, в ходе геологической истории все более поляризовались соответственно в рифтовых и геосинклинальных областях (Милановский, 1975).

Однако можно предполагать также и то, что последовательное изменение относительной роли геосинклинальных и рифтовых зон в течение фанерозоя в определенной мере отражает некоторое изменение глобальных соотношений сжатия и расширения на протяжении этого последнего отрезка истории Земли.

С чередованием эпох преобладающего сжатия и растяжения в фанерозое, по-видимому, теснейшим образом связаны эвстатические колебания уровня Мирового океана, проявлявшиеся в виде мировых трансгрессий и регрессий; о них писали Н. М. Страхов, В. Е. Ханн, К. К. Марков, Ж. Умбгров, Р. Фейбридж и мн. др. Однако их существование в последнее время оспаривалось некоторыми исследователями (Яншин, 1973). Но хотя ход трансгрессий и регрессий на отдельных платформах и континентах отражает особенности развития этих регионов, тем не менее тщательный анализ фактических данных с использованием обмеров площадей по палеогеографическим картам всех материков приводит большинство исследователей, как советских, так и зарубежных (Найдин, 1971, 1976; Ронов, 1976; Казаринов, 1976; Пронин, 1973; Vail et al., 1976, и др.), к признанию реальности существования главных глобальных эвстатических циклов. При этом их число оказывается равным числу циклов тектонической активности, причем мировые регрессии совпадают с эпохами усиления деформаций, а мировые трансгрессии соответствуют относительно «спокойным» эпохам палеозоя или эпохам усиления деформаций растяжения (рифтогенеза) в девоне и мезозое — кайнозое. Эта закономерность, уже давно намечавшаяся рядом исследователей, получает все более прочное фактическое обоснование. По всей вероятности, связь регрессий с эпохами сжатия обусловлена увеличением амплитуды главных неровностей земной поверхности и, в частности, возрастанием глубины и емкости океанических впадин в эти эпохи, тогда как чередующиеся с ними эпохи характеризуются сглаживанием этих неровностей, а в позднем мезозое и кайнозое — возможно, также ростом внутриокеанических рифтовых хребтов, способствующим уменьшению емкости океанических впадин.

Остановимся вкратце на некоторых общих закономерностях развития вулканизма в фанерозое. Прежде всего надо отметить резкое изменение соотношений главнейших геотектонических типов вулканизма и

коренное перераспределение зон вулканической активности в мезозое — кайнозое по сравнению с палеозоем. В течение палеозоя в пределах доступных исследованию областей Земли полностью господствовал геосинклинальный (в значительной мере подводный) вулканизм (Ронов, 1976). Лишь в девоне и перми некоторую роль приобретал наземный орогенный вулканизм, а в девоне имели место также количественно незначительные базальтовые и щелочные извержения на некоторых древних платформах.

В мезозое и кайнозое значение геосинклинального вулканизма в связи с последовательным отмиранием геосинклинальных поясов быстро идет на убыль, но в то же время резко возрастает роль внегеосинклинальных типов континентального вулканизма. Важнейшее место среди них принадлежит присутствующим почти на всех континентах трапповым формациям триасового, юрского, мелового и палеогенового возраста, общий объем которых составляет 10—15 млн. км³, а также существенно среднекислым формациям краевых вулканических поясов (не менее 10 млн. км³) и щелочно-базитовым формациям областей тектономагматической активизации, включая эпиплатформенные рифтовые зоны (несколько миллионов км³). Суммарный объем продуктов всех этих типов мезозойско-кайнозойского внегеосинклинального континентального вулканизма (практически почти отсутствовавших в палеозое!) достигает 25—30 млн. км³.

Весьма важно подчеркнуть, что благодаря мощному развитию внегеосинклинального вулканизма средняя интенсивность вулканического процесса в пределах современных континентов в течение мезозоя — кайнозоя, несмотря на постепенное отмирание геосинклинальных поясов, не уступает таковой в палеозое (Ронов, 1976), но происходит резкое изменение распределения вулканической активности в тектоническом плане Земли. Что же касается океанского дна, то весь известный нам до сих пор базальтовый вулканизм океанов принадлежит мезозою (юра и мелу) и кайнозою (главным образом палеогену), а общий объем его продуктов, исходя из средней мощности слагаемого ими так называемого второго сейсмического слоя океанической коры (около 1,5 км), можно условно оценить минимум в 300 млн. км³. Таким образом, по своему масштабу мезозойско-кайнозойский вулканизм океанов приблизительно в 10 раз, а может быть даже больше, превосходит синхронный ему внегеосинклинальный вулканизм континентов. Мощное развитие последнего в мезозое — кайнозое происходило одновременно и в связи с резкой активизацией процесса рифтогенеза как на континентах, так, по-видимому, и в пределах океанов. Юрские, меловые и палеогеновые трапповые формации континентов пространственно связаны с синхронными им базальтовыми полями океанов (Макаренко, 1974; Милановский, 1976), а мезозойско-кайнозойские краевые вулканические пояса прилегают к океаническому ложу, покрытому позднемезозойскими и третичными базальтами. Пространственная связь вулканических полей океанов и областей мезозойско-кайнозойского внегеосинклинального вулканизма континентов дает серьезные основания предполагать, что вулканическая активность в пределах современного океанского дна (включая, вероятно, и ложе древнего Тихого океана) также существенно возросла в это время по сравнению с палеозоем. Но если это предположение справедливо, то следует признать, что в течение мезозоя — кайнозоя не только происходило перераспределение зон интенсивного выделения термической энергии между главными типами тектонических зон, но и значительно повысился тепловой режим верхней мантии и коры всей Земли в целом. Судя по относительной распространенности вулканических образований разного возраста в пределах континентов и дна океанов, интенсивность выделения тепла на поверхности планеты, по-видимому, увеличивалась в течение всего мезозоя, достигнув макси-

мума в меловое время, и вновь начала постепенно снижаться в кайнозое. В олигоцене — миоцене почти прекращается трапповый вулканизм, деградируют краевые вулканические пояса, резко сужаются зоны базальтового вулканизма в океанах. Следует отметить, что основная эпоха формирования «вторичных» океанических впадин с позиций всех гипотез — океанизации, тектоники плит и расширения Земли — приходится на то же самое время — юру — палеоген, что и эпоха наиболее высокой вулканической активности на большей части земной поверхности. По всей вероятности, новообразование и обновление океанических впадин и резкая активизация рифтогенеза и вулканизма на большей части поверхности Земли представляют разные проявления единого глубинного процесса, охватившего нашу планету в мезозое — кайнозое.

Согласно современным моделям термической истории первично холодной Земли (Любимова, 1968; Левин и др., 1972), температура в недрах на всех глубинных уровнях, кроме верхних 500 км, на протяжении всей ее истории постепенно возрастала, в связи с чем в фанерозое температуры в верхней мантии приблизились к температурам плавления на соответствующих глубинах или даже могли немного превышать их. А. Н. Тихонов и др. (1972) показали, что процесс разогрева недр и проплавления верхней мантии за счет потока глубинного тепла во времени должен был протекать волнообразно, с периодичностью порядка 170 млн. лет, причем последняя волна частичного или полного проплавления достигла верхов мантии между 200 и 50 млн. лет, т. е. в юре — палеогене, что хорошо согласуется с данными геологии о грандиозном масштабе вулканизма в океанах и на континентах в это время.

На фоне общей глобальной активизации вулканизма в мезозое — кайнозое по сравнению с палеозоем в течение фанерозоя выделяется ряд частных эпох относительного усиления вулканизма, разделенных эпохами его ослабления, — это девон, ранняя пермь, а также ряд эпох в мезозое и кайнозое. Вулканоактивные эпохи во времени в основном совпадают с эпохами рифтогенеза (что вполне естественно, поскольку вулканический процесс протекает в обстановке некоторого горизонтального растяжения), а эпохи ослабления или прекращения вулканизма — с эпохами усиления деформаций сжатия (единственным исключением являются как будто декканские траппы существенно дат — палеоценового возраста, близкие по времени излияния к ларамийской фазе складкообразования).

III

Все сказанное выше о периодичном, многократном чередовании эпох усиления деформаций сжатия и растяжения, мировых трансгрессий и регрессий, а также об основных тенденциях в развитии геосинклинальных и рифтовых поясов, океанических впадин и вулканизма в течение фанерозоя, как нам представляется, трудно, а может быть, невозможно объяснить без допущения гипотетических явлений расширения и сжатия Земли, которые должны были неоднократно повторяться в ходе ее истории. Речь идет, во-первых, о пульсациях тела планеты с периодичностью около 40—45 млн. лет (в течение фанерозоя) и, во-вторых, о гораздо более длительном, происходившем в течение всего мезозоя и палеогена, процессе расширения Земли, который прекратился в конце палеогена или даже сменился некоторым сжатием; возможно, что эти более длительные изменения объема планеты также отражают существование периодичного процесса, но с большей продолжительностью колебаний. С другой стороны, возможно допустить и наличие более коротких осцилляций тела Земли.

Склоняясь к идее пульсаций Земли как причины многих тектонических, магматических, палеогеографических, литогенетических и других периодически повторявшихся событий и процессов в ее истории, я не

претендую на оригинальность. Эта идея неоднократно высказывалась в литературе на протяжении нашего столетия, но, пожалуй, впервые она была четко сформулирована американским геологом В. Бэчером (Bucher, 1938) в его известной книге «Деформации земной коры» и развита советскими геологами В. А. Обручевым (1940) и М. А. Усовым (1940). В последнее время эта гипотеза привлекает к себе возрастающее внимание (Каттерфельд, 1962; Кропоткин, 1970; Хаин, 1973, 1977, и др.). П. Н. Кропоткин проанализировал роль ряда космических и физических факторов, могущих вызвать периодические изменения радиуса Земли различной продолжительности и амплитуды, и показал возможность этих колебаний. Р. И. Каттерфельд рассмотрел связи, существующие между изменениями объема, скоростью вращения и формой Земли и тектонические последствия подобных изменений. Так, уменьшение объема должно сопровождаться ускорением вращения и возрастанием полярного сжатия и наоборот, что должно приводить к значительному перераспределению масс в коре и мантии Земли.

Признавая периодичность эпох складкообразования, трансгрессий и регрессий, многие исследователи ранее трактовали историю Земли как чередование тектонически активных и относительно спокойных эпох. В нашем представлении история Земли должна рассматриваться как чередование эпох преобладания глобального сжатия и глобального расширения. Первые из них характеризуются главным образом сильным сокращением ширины геосинклинальных поясов, в которых образуются складки, надвиги, тектонические покровы. В целом, если пользоваться терминологией «глобальной тектоники», в такие эпохи в этих зонах происходит «коллизия плит», приводящая к субдукции, обдукции одной из плит, либо к «засасыванию» краев обеих плит и скупиванию материала их верхних горизонтов. В значительно меньшей мере сокращение объема Земли реализуется в горизонтальном сжатии рифтовых зон (либо в последних просто прекращается или ослабляется расширение), а также тектонически «стабильных» областей. Общее коробление земной коры в эти эпохи приводит к планетарным регрессиям.

Увеличение поверхности в фазы расширения Земли в последний период ее развития реализовалось преимущественно в пределах рифтовых зон и поясов, главным образом рифтовых поясов океанов. Суммируясь в течение значительной части мезозоя и кайнозоя, эффект этого прерывистого расширения в некоторых океанических бассейнах и прежде всего в Атлантическом океане мог достигнуть многих сотен и даже первых тысяч километров. Однако это расширение в океанических рифтовых поясах и новообразование океанической коры в них за счет подъема глубинного мантийного материала хотя бы частично компенсировалось сокращением ряда тектонических зон Земли (главным образом геосинклинальных поясов) в эпохи преобладающего сжатия. Горизонтальное растяжение в эпохи расширения Земли в мезозое — кайнозое помимо рифтовых зон происходило также в геосинклинальных поясах как на относительно ранних (в офиолитовых зонах) и отчасти на средних стадиях их развития, так и на позднеорогенной стадии. В домезозойское время, когда рифтогенез как самостоятельный тектонический процесс играл еще незначительную роль, главными зонами растяжения являлись сами геосинклинальные пояса. «Мировые» трансгрессии, приуроченные к эпохам расширения Земли, как уже отмечалось, по-видимому, были связаны с некоторым смягчением основных неровностей ее поверхности в эти эпохи, а в конце мезозоя и кайнозоя, возможно, также с усилением роста океанических рифтовых хребтов в подобные эпохи. Можно высказать предположение, что само первоначальное обособление в коре и мантии Земли линейных подвижных зон, образовавшихся некогда, в архее и раннем протерозое, весьма густую сеть, с одной стороны, и лежащих в ячейках этой сети относительно стабиль-

ных массивов — с другой, было связано с пульсационным режимом планеты, а именно с разрывом «первичной» коры Земли во время самых ранних фаз ее расширения. Причины колебаний объема Земли остаются неясными, но можно высказать предположение, что они могут быть связаны с пульсационным режимом распространения тепловой энергии (источник которой также пока достоверно не установлен) из ее очень глубоких недр, возможно, от границы ядра и мантии к поверхности на протяжении значительной части геологической истории.

На фоне сравнительно кратковременных пульсаций Земли в фанерозое происходили, по-видимому, более длительные направленные изменения ее объема. Наиболее вероятно предположение об общем расширении Земли в течение мезозоя и палеогена, когда в основном сформировались в виде, близком к современному, впадины Атлантического, Индийского и Арктического океанов и в процессе мощных и длительных извержений «обновились» ложе Тихого океана. Это же время явилось эпохой исключительно мощного, несравнимого с палеозоем, а возможно и с рифеем, внегеосинклинального вулканизма на континентах и, по-видимому, еще гораздо большего по масштабу вулканизма в океанах, а также эпохой резкой активизации рифтогенеза как в современных океанах, так и на материках. Все эти явления в своей совокупности могут свидетельствовать о значительном повышении термического режима верхней мантии Земли в мезозое и палеогене, о появлении под обширными областями земной коры зон плавления в верхней мантии, что сопровождалось увеличением ее объема и существенным снижением вязкости астеносферы, а следовательно, и возрастанием способности блоков литосферы к горизонтальному перемещению. Поэтому если движения литосферных плит, подобные описываемым гипотезой глобальной тектоники, действительно когда-либо имели место, то наиболее благоприятным временем для подобных горизонтальных перемещений была именно вторая половина мезозоя и палеоген.

Таким образом, с геологических позиций идея расширения Земли в мезозое — кайнозое кажется весьма правдоподобной. Эта идея, высказывавшаяся уже более 40 лет назад, в начале 30-х годов геофизиком О. Хильгенбергом, астрономом Д. Холмом и советскими геологами М. М. Тетяевым и В. М. Букановским, а затем исходя из различных независимых соображений развивавшаяся рядом физиков (Т. Дирак, П. Иордан, Д. Д. Иваненко и М. У. Сагитов), геофизиков (Л. Эдъед) и геологов, например за рубежом С. Кэри (Carey, 1975), В. Хейзенем, Р. Фейрбриджем, а в нашей стране И. В. Кирилловым, В. Б. Нейманом, (1962), Г. Б. Удинцевым, находит в последние годы растущую поддержку (Кропоткин, 1970; Муратов, 1974; Ларин, 1975; Чудинов, 1977; (Čirić, 1974; Steiner, 1977; Termier H., Termier G., 1977, и др.).

Однако взятые в отдельности представления о пульсациях или о расширении Земли не могут объяснить всей сложной совокупности известных нам явлений геологической истории. Лишь их синтез дает возможный ключ к их пониманию. До сих пор лишь немногие исследователи допускали сочетание обоих этих факторов. Элементы такого подхода имеются в трудах М. М. Тетяева и П. И. Кропоткина, а за рубежом — в работах А. Шнейдерова (Shneiderov, 1944, 1961).

Кратко изложенные здесь представления, как нам кажется, согласуются с важнейшими эмпирическими закономерностями строения и развития земной коры в целом и ее главных тектонических зон, на которые опираются как современные фиксистские, так и мобилистские концепции, в том числе гипотеза тектоники плит, и вместе с тем снимают некоторые трудности и противоречия, с которыми встречаются эти гипотезы. Прежде всего изложенные представления дают простое объяснение глобальной периодичности в проявлениях деформаций сжатия в геосинклинальных областях, рифтогенеза, крупнейших трансгрессий и

регрессий. В предлагаемую концепцию естественно «укладывается» геосинклинальный процесс, в том числе возникновение (раскрытие) офиолитовых зон с корой океанического типа, их последующее «закрытие», сильнейшее сокращение ширины геосинклинальных поясов, сопровождаемое интенсивными складчато-покровными деформациями в конце геосинклинального «цикла», и т. п. В ней находят свое место и образование впадин «вторичных» океанов в мезозое — кайнозое как зон наибольшего по масштабу горизонтального растяжения и вместе с тем наиболее интенсивного подъема глубинного материала и грандиозных базальтовых излияний, в ходе которых происходит глубокая переработка коры периферических зон этих впадин.

Вместе с тем эта концепция не отрывает глыбы континентальной литосферы от их мантийного субстрата и согласуется с представлениями о длительном унаследованном развитии платформенных структур. Она дает естественное объяснение периодическим проявлениям дейторогенеза и рифтогенеза на континентах.

В заключение следует подчеркнуть, что предполагаемые общие пульсации Земли разной продолжительности не исключают того, что в связи с большой гетерогенностью структуры земной коры кинематическая картина движений на лике Земли всегда оказывается весьма сложной, и поэтому в эпохи преобладающего сжатия в некоторых районах могут иметь место также деформации растяжения, сдвига, вращения, а в эпохи расширения некоторые зоны, наоборот, могут подвергаться сжатию.

Предлагая вниманию геологов и геофизиков изложенные здесь представления и предположения, автор надеется, что их критическое обсуждение сможет в какой-то мере приблизить нас к познанию общих закономерностей развития Земли.

Литература

- Казаринов В. П.* На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 2.
- Казьмин В. Г.* Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур.— Геология и геофизика, 1975, № 9.
- Каттерфельд Г. Н.* Лик Земли. М., Географгиз, 1962.
- Кропоткин П. Н.* Возможная роль космических факторов в геотектонике.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Кропоткин П. Н.* XVI ассамблея международного геофизического союза.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Кунин Н. Я., Сардонников Н. М.* Глобальная цикличность тектонических движений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 3.
- Ларин В. М.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М., «Недра», 1975.
- Левин Б. Ю., Маева С. В., Сафронов В. С.* Термическая история Земли и родственных ей планет.— В сб.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., «Наука», 1972.
- Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Ле Пишон К., Франшито К., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., «Мир», 1977.
- Макаренко Г. Ф.* Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 6.
- Максимов С. П., Кунин Н. Я., Сардонников Н. М.* Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. М., «Недра», 1977.
- Милановский Е. Е.* Рифтогенез и геосинклинальный процесс.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 4.
- Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны котинентов. М., «Недра», 1976.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Найдин Д. П.* Об изменениях уровня мирового океана в мезозое и кайнозое.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 3.
- Найдин Д. П.* Эпейрогенез и эвстазия.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1976, № 2.
- Нейман В. Б.* Расширяющаяся Земля. М., Географгиз, 1962.
- Обручев В. А.* Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пронин А. А.* Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.
- Пронин А. А.* Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.
- Пронин А. А.* Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. Л., «Наука», 1973.

- Пронин А. А.* Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Л., «Наука», 1973.
- Ронов А. Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— *Геохимия*, 1976, № 8.
- Тихонов А. Н., Любимова Е. Л., Власов В. К.* Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли.— В сб.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., «Наука», 1972.
- Трюмпи Р.* Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Усов М. А.* Структурная геология. Госгеолтехиздат, 1940.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Хаин В. Е.* Цикличность и тектоника.— В сб.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., «Наука», 1977, стр. 213—221.
- Чудинов Ю. В.* Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники».— *Геотектоника*, 1976, № 4.
- Яншин А. Л.* О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— *Бюл. МОИП*, 1973, № 2.
- Butcher W. H.* The deformation of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, 1938.
- Carey S. W.* The expanding Earth— an essay Review.— *Earth Science Reviews*, 1975, № 11, p. 105—143.
- Cirić B.* L'expansion de la Terre— cause principale de la tectogénèse.— In: *Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia*. Belgrad, 1974.
- Jordan T. H.* Lithospheric and asthenospheric structure. Geodynamic Project U. S. Progress Report — 1976. p. 57—62. Washington, 1976.
- Pilger A., Rösler A.* Temporal relationships in the tectonic evolution of the Afar Depression (Ethiopia) and the adjacent Afro-Arabian rift system.— In: *Afar between continental and Oceanic rifting*. Ed. Pilger. Rösler. Stuttgart, 1976.
- Schwan W.* Zeitlichkeit von Orogenese und Plattentektonik. Clausthales geol. Abhandlungen, 17. «Zeitlich-tektonische Zusammenhänge bei der Plattentektonik». Clausthal-Zellerfeld, 1974.
- Shneiderov A. J.* Earthquakes on an expanding Earth. *Amer. Geophys. Union Trans.*, 1944, 25, p. 282—288.
- Shneiderov A. J.* The plutono- and tectono-physical processes in an expanding Earth.— *Boll. Geofis. Teorica Appl.*, 1961, v. 3 (11), p. 215—240.
- Steiner J.* An expanding Earth on the basis of sea-floor spreading and subduction rates.— *Geol.* 1977, v. 5, p. 3123.
- Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin. Borntraeger, 1924.
- Termier H., Termier G.* Pulsations alternées Téthys-Atlantique une clef de l'histoire terrestre? — *C. r. Acad. Sci.*, 1977, D284, № 19, p. 1867—1870.
- Vail P. R., Mitchum R. M., Jr., Sangree I. R.* 1902. Thompson S, III. Eustatic cycles of sea level change. Geodynamic Project U. S. Progress Report — 1975, p. 71—73. Washington. 1976.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
23 марта 1978 г.

УДК 551.24.01 (551 : 248.2) 551.46

А. В. ИЛЬИН

**МОРФОСТРУКТУРА ДНА ОКЕАНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ
НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ**

В статье сопоставлены основные черты морфоструктуры дна океана с конкретными приложениями идей новой глобальной тектоники. Выявлены несоответствия рельефа океанов главным постулатам тектоники плит. Реальная морфоструктура дна океана лучше отвечает представлениям о подвижности внутренних частей океанических плит.

Морфоструктура дна океана есть совокупность форм рельефа, созданных тектоникой и вулканизмом и преобразованных экзогенными рельефообразующими процессами. Суть морфоструктурного анализа заключается в сопоставлении особенностей морфологии и геологического строения с целью выявления генезиса рельефа.

До распространения мобилистских концепций исследования рельефа дна проводились исключительно методом морфоструктурного анализа, применение которого позволило установить генетическое разнообразие рельефа дна и составить геоморфологические и тектонические карты океанов. Особенно широкий размах картирование получило в Советском Союзе.

Идеи новой глобальной тектоники повлекли за собой изменение взглядов на развитие дна океана. С позиции тектоники плит морфоструктура рассматривается теперь как следствие процессов спрединга земной коры в осевых частях срединно-океанических хребтов. При этом возможность каких-либо существенных преобразований рельефа дна с удалением от центра расширения исключается.

Сопоставление двух подходов к изучению морфоструктуры указывает на их глубокие методологические различия. По результатам морфоструктурного анализа можно предполагать участие разнообразных геологических процессов в развитии земной коры океана (Пушаровский, 1972). С точки зрения тектоники плит морфоструктура сохраняет первоначальный облик в течение длительного времени и может служить иллюстрацией расширения дна.

Главная предпосылка новой глобальной тектоники — унаследованность всей океанической морфоструктуры от осевых частей срединных хребтов. Руководствуясь этим принципом, К. Ле Пишон с соавторами предпринял попытку воссоздать начальные этапы спрединга через современную морфоструктуру дна Атлантического океана (Le Pichon, Fox, 1971; Le Pichon, Hayes, 1971). Воспользовавшись палеогеографической реконструкцией Э. Булларда, они наметили пары структурных линеаментов на противоположных сторонах океана, соответствующие как будто первичным трансформным разломам или линиям «слабости» земной коры. В Северной Атлантике такими парами оказались: Канарские острова — горы Кельвина, выступ Кейп-Фир — о-ва Зеленого Мыса, склон Багамской платформы — Гвинейская зона разломов. Авторы ограничились чисто геометрическими построениями, не пытаясь установить геологическую «совместимость» избранных структурных линеаментов. Поэтому в одной паре оказались структурный выступ Кейп-Фир, представляю-

щий собой поднятие кристаллического фундамента Северной Америки, и вулканические острова Зеленого Мыса третичного возраста. Крутой океанский уступ Багамской платформы с мощными карбонатными отложениями был сопоставлен с Гвинейской зоной разломов океанического дна. А мезозойский вулканический комплекс гор Кельвина нашел аналогию в третичных вулканах Канарского архипелага. Геометрическое соответствие структурных линейментов также оказалось не безупречным. Расхождение пар по широте в реконструкции Э. Булларда достигает 400 км.

Умозрительная интерпретация морфоструктуры дна океана дополняется представлением о прочном соединении материков вдоль линий «слабости», по которым, как по рельсам, происходит раздвижение материков. Получается, что силы, управляющие движением литосферных плит, не могут преодолеть сцепления материков до определенного момента, пока края материков не разойдутся на двойную длину трансформных разломов. Этот момент соответствует изохроне 80 млн. лет, примерно совпадающей с подножием Срединно-Атлантического хребта. Отсутствие какой-либо генетической связи между морфоструктурой срединного хребта и периферических частей океана объясняется миграцией полюса разрастания плит на рубеже 80 млн. лет. Однако морфоструктура ложа океана по обе стороны Срединно-Атлантического хребта также весьма различна. Распределение современных поднятий и подводных гор за пределами хребта лишено какой-либо симметрии и генетического сходства. Это видно, например, на геоморфологической карте дна Атлантического океана (Ильин, 1976). Едва ли эти данные согласуются с постулатом жесткости плит литосферы, предписывающем морфоструктуре дна океана обязательную симметрию и унаследованное развитие.

В новой работе К. Ле Пижон с соавторами детализирует свою схему раннего раскрытия Северной Атлантики (Le Pichon et al., 1977). Привлекаются новые пары трансформных разломов — разлом 40° N в Северной Америке — разлом Агадир в Африке, разлом Норфолк — разлом Кап-Блан. Значительно больше внимания уделяется характеристике геологической обстановки формирования структурных линейментов. В новой реконструкции благодаря дополнительному повороту Африканской плиты против часовой стрелки удалось достигнуть хорошего соответствия контуров подводных окраин материков южнее зоны разломов 40° N — Агадир. Но севернее этой зоны окраины континентов оказались совершенно несопоставимыми, и авторы вынуждены были предположить существование самостоятельной Марокканской плиты, которая не принадлежала ни к Американской, ни к Африканской литосферным плитам.

Как в старой, так и в новой реконструкциях обращает на себя внимание невыдержанность критериев сопоставления структурных линейментов. Так, крутой уступ Багамской платформы рассматривается как часть глубинного разлома материковой части Северной Америки, но сопоставляется он с Гвинейской зоной разломов, представляющей собой типично океаническую структуру. Как проявляется этот линеймент на Африканском материке, остается неясным. По-видимому, главным стимулом для объединения двух указанных линейментов послужило сходство простираний Багамского уступа и Гвинейской зоны разломов. В то же время океанические продолжения трансформных разломов 40° N и Агадир не совпадают с ними по простиранию. В этом случае авторы ограничиваются замечанием, что подобные расхождения образовались в ходе последующего раскрытия дна океана. Конечно, вопросы ранней истории спрединга сложны и требуют детальных знаний геологического строения окраин материков. Пока же при восстановлении начальных этапов расширения Атлантического океана преобладает геометрический подход.

Необходимо отметить, что воссоздание начальных этапов спрединга по морфоструктуре дна Индийского и Тихого океанов невозможно даже геометрически, поскольку не существует подходящих пар структурных линейментов. Если следовать Ле Пишону и его соавторам, то различие двух типов морфоструктуры в Тихом и Индийском океанах также объяснено миграцией полюса разрастания, начало которой совпадает с временем формирования поднятий срединно-океанических хребтов. Следовательно, это связано с планетарным событием, послужившим причиной изменения режима движений литосферных плит. Поскольку современные срединные хребты начали возникать на границе мела и палеогена, то и генеральная смена направления движений плит должна относиться к этому времени.

Такова логика плитовой тектоники в интерпретации наиболее общих закономерностей морфоструктуры дна океана. Детали морфоструктуры освещаются с позиции некоторых частных приложений тектоники плит.

Большую известность получило представление о «горячих точках» в мантии Земли. Ф. П. Шепард в 3-м издании «Морской геологии» пишет: «Если будущие исследования подтвердят, что по мере удаления этих хребтов от горячих точек возраст их становится более древним, то трудно будет представить себе лучшее объяснение» (Шепард, 1976, стр. 106). По отношению к поверхности земного шара положение «горячих точек» является фиксированным. Непрерывное поступление глубинного вещества в сочетании с горизонтальным перемещением литосферных плит обеспечивает последовательное наращивание крупнейших вулканических хребтов океана. Таким образом, постулируется, в частности, формирование поднятий хр. Китового, Рио-Гранде, Гавайского, Императорских гор, Лайн, Туамоту, Восточно-Индийского, зоны разлома Каме-рун в Гвинейском заливе и т. д.

Для проверки гипотезы «горячих точек» пришлось организовать специальные рейсы «Гломара Челленджера». При этом буровые скважины № 165, 315 и 316 были спланированы по простиранию хребта островов Лайн. Расстояние между крайними точками бурения составило 1270 км. Результаты бурения показали, что возраст вулканического основания практически одинаков по всей длине хребта и колеблется от 79 до 85 млн. лет. Основные геологические события также оказались идентичными для всех точек бурения (Geotimes, 1974).

Изучение Гавайских островов показало, что весь архипелаг имеет по существу один возраст, не выходящий за пределы первых миллионов лет (Jackson et al., 1972).

Субширотная зона перехода от Гавайского хребта к хребту Императорских гор, согласно упомянутым авторам, имеет возраст 25 млн. лет. Происхождение этой зоны они связывают с усилением тектонической активности островных дуг на северо-западе Тихого океана. По другим данным, также основанным на радиометрических определениях океанических базальтов, возраст зоны сочленения Гавайского и Императорского хребтов оцениваются примерно в 40 млн. лет (Dalrymple, Claque, 1976). Судя по этим данным, гипотеза «горячих точек» в данном случае может быть принята лишь в каком-то весьма усредненном варианте, поскольку линейного изменения возраста хребта с удалением к северу не наблюдается. Например, возраст базальтов подводной горы Кинмей, расположенной на 34° с. ш., равен $38,9 \pm 1,2$ млн. лет, а возраст пород горы Дикауджи, лежащей на широте 32° с. ш. (т. е. на 200 км южнее), составляет $41,3 \pm 2,2$ млн. лет. Такая инверсия возрастов противоречит основной идее гипотезы «горячих точек». Необходимо отметить, что и приведенные цифры возрастов обобщены. Так, при среднем значении возраста упомянутой горы Дикауджи $41,3 \pm 2,2$ млн. лет для одного из образцов толеитового базальта был получен возраст $15,2 \pm 10,4$ млн. лет.

Что касается возраста Императорского хребта, то он определен пока лишь по двум образцам андезитовых базальтов, драгированных с подводной горы Суйко. При этом для каждого образца получился свой возраст — $58,1 \pm 0,6$ и 40,4 млн. лет (Saito, Ozima, 1977). Еще ранее возраст одного из образцов с этой горы оказался равен 21,2 млн. лет. Если учесть, что образцы получены на одной станции, разница почти в 40 млн. лет представляется значительной. Очевидно, для суждения о подлинном возрасте Императорского хребта необходимо увеличить число определений. Но, как показывает опыт, с увеличением количества образцов разброс значений возрастов океанических пород увеличивается еще более. К. Сaito и М. Ozima в той же работе приводят данные по абсолютному возрасту пород подводного хр. Лайн. Он колеблется от 45 до 127 млн. лет. Это наводит на мысль, что даже на сравнительно ограниченных по площади участках дна при детальном исследовании могут быть обнаружены породы разнообразного возраста. Едва ли такие данные могут свидетельствовать в пользу гипотезы «горячих точек», предполагающей линейное изменение возраста земной коры океана по мере удаления от этих точек. Во всяком случае, их с таким же успехом можно обратить и против этой гипотезы.

Существенные возражения против формирования Императорских гор по способу «горячих точек» вытекают из анализа морфоструктуры этой вулканической цепи. Согласно основным постулатам тектоники плит, морфоструктура дна океана с возрастом испытывает погрешение. В таком случае, если Императорские горы становятся древнее в северном направлении, их северная часть должна быть погружена относительно южной. Ничего такого в действительности не наблюдается. Весь вулканический хребет лежит на одном батиметрическом уровне, а характер рельефа остается неизменным на всем его протяжении.

Восточно-Индийский хребет, по новейшим представлениям тектоники плит, также не является «следом» движения Индийской плиты над «горячей точкой», а скорее напоминает трансформный разлом (Initial Reports..., 1974).

По мнению У. Моргана, вулканическая зона Камерун начала формироваться над «горячей точкой» о. Святой Елены еще до разделения Африки и Южной Америки (Morgan, 1972). Известно, однако, что вулкан Камерун активен и в настоящее время, так же как вулканы океанических островов в Гвинейском заливе — спустя 140 млн. лет после начала дрейфа.

Попытка представить формирование хр. Китового и поднятия Рио-Гранде как результат совместного действия «горячих точек» и движения плит литосферы также несостоятельна. Оба поднятия не имеют четкой морфологической связи со Срединно-Атлантическим хребтом и резко асимметричны.

Таким образом, есть факты, опровергающие гипотезу «горячих точек», и нет пока надежных фактов, подтверждающих ее. Поэтому при истолковании морфоструктуры дна океана с позиций тектоники плит этот постулат нельзя считать вполне корректным.

Из других приложений новой глобальной тектоники к анализу рельефа и структуры дна океана детально разработана концепция термальной контракции земной коры океана. Согласно этому представлению, региональный рельеф срединных хребтов аппроксимируется вогнутой кривой, отвечающей закономерному погружению коры по мере увеличения ее возраста. Погружение происходит вследствие остывания тыловых частей литосферных плит, удаляющихся от центра спрединга. Авторы концепции придают ей значение общей закономерности развития земной коры океана (Sclater et al., 1975). Вместе с тем реальный рельеф срединных хребтов не всегда согласуется с теоретической кривой. Особенно большие расхождения отмечены для районов Исландии, Азорских ост-

ровов, о-вов Зеленого Мыса, Галапагосского поднятия, Гавайского хребта. Данные по глубинам океана, усредненные по большим площадям, в ряде случаев дают отклонения от теоретической кривой до 1500 м. Такие величины соответствуют по меньшей мере половине общего превышения хребтов над уровнем глубоководных котловин. Подобная точность метода исключает возможность истолкования морфоструктуры срединных хребтов по моделям термальной контракции. Тем более нет оснований для определения возраста дна океана по кривым регионального рельефа.

Надо отметить, что исходные данные для создания моделей термальной контракции постоянно меняются. Одна из первых моделей была основана на усреднении данных теплового потока для больших интервалов времени, охватывающих районы с различным режимом переноса глубинного тепла (Sclater, Francheteau, 1970). В модель было заложено представление о кондуктивном потоке тепла в рифтовой зоне хребта. Впоследствии сами авторы и другие исследователи установили пониженные значения теплового потока на гребне хребта, связанные с конвективным переносом. Зона перехода от конвективного режима к кондуктивному определяется теперь на срединных хребтах по мощности осадочного чехла. Считают, что транзитная зона соответствует мощности рыхлых отложений 150—200 м (Anderson, Hobart, 1976). Ширина зоны конвективного переноса тепла может меняться при этом от десятков до 1000 км. При таких диапазонах изменений режима теплового потока теоретические кривые термальной контракции будут отражать лишь самые генеральные черты развития земной коры. В этом и состоит трудность использования подобных кривых для анализа рельефа конкретных районов.

Характерным примером ограниченного применения концепции термальной контракции к анализу морфоструктуры могут послужить результаты сравнения поперечного профиля рельефа хребта с теоретической кривой в Северной Атлантике. Воспользовавшись кривой распределения глубин океана, рассчитанной для Северной Атлантики (Sclater et al., 1975), мы сопоставили ее с реальным профилем рельефа дна, полученным на НИС «Петр Лебедев» (рис. 1, а). Лучше всего теоретическая кривая отвечает рельефу краевых частей профиля. В осевой зоне хребта отклонения действительного рельефа от теоретической кривой составляют 1,5—2 км. Особенно это характерно для восточного фланга хребта. Подобные отклонения соизмеримы с общим превышением срединных хребтов над дном глубоководных котловин и свидетельствуют, по-видимому, о большом разнообразии факторов, участвующих в формировании морфоструктуры хребта, чем это предусматривается гипотезой термальной контракции литосферных плит.

Наши результаты согласуются с данными по Северной Атлантике, приведенными в работе А. Лаughtона и др. (Laughton et al., 1975). Как видно на рис. 1, б, положительные и отрицательные аномалии рельефа, взятые для различных изохрон, достигают 1000—1500 м. Упомянутые авторы считают аномалии результатом увеличения объема хребта за счет более высоких температур хребта в этих районах. Авторы гипотезы термальной контракции рассматривают их как следствие динамического подпора плит на уровне изостатической компенсации, т. е. на границе с астеносферой. По их мнению, такой подпор обусловлен мелкомасштабной конвекцией, которая развивается на фоне крупномасштабной конвекции, обеспечивающей движущий механизм литосферных плит. Мысль о динамическом подпоре возникла у авторов концепции в ходе сопоставления длиннопериодных аномалий рельефа и аномалий силы тяжести в редукции Фая. Была отмечена корреляция указанных аномалий (рис. 2). Вместе с тем существует мнение, что аномалии силы тяжести в свободном воздухе хорошо коррелируются не только с локальными

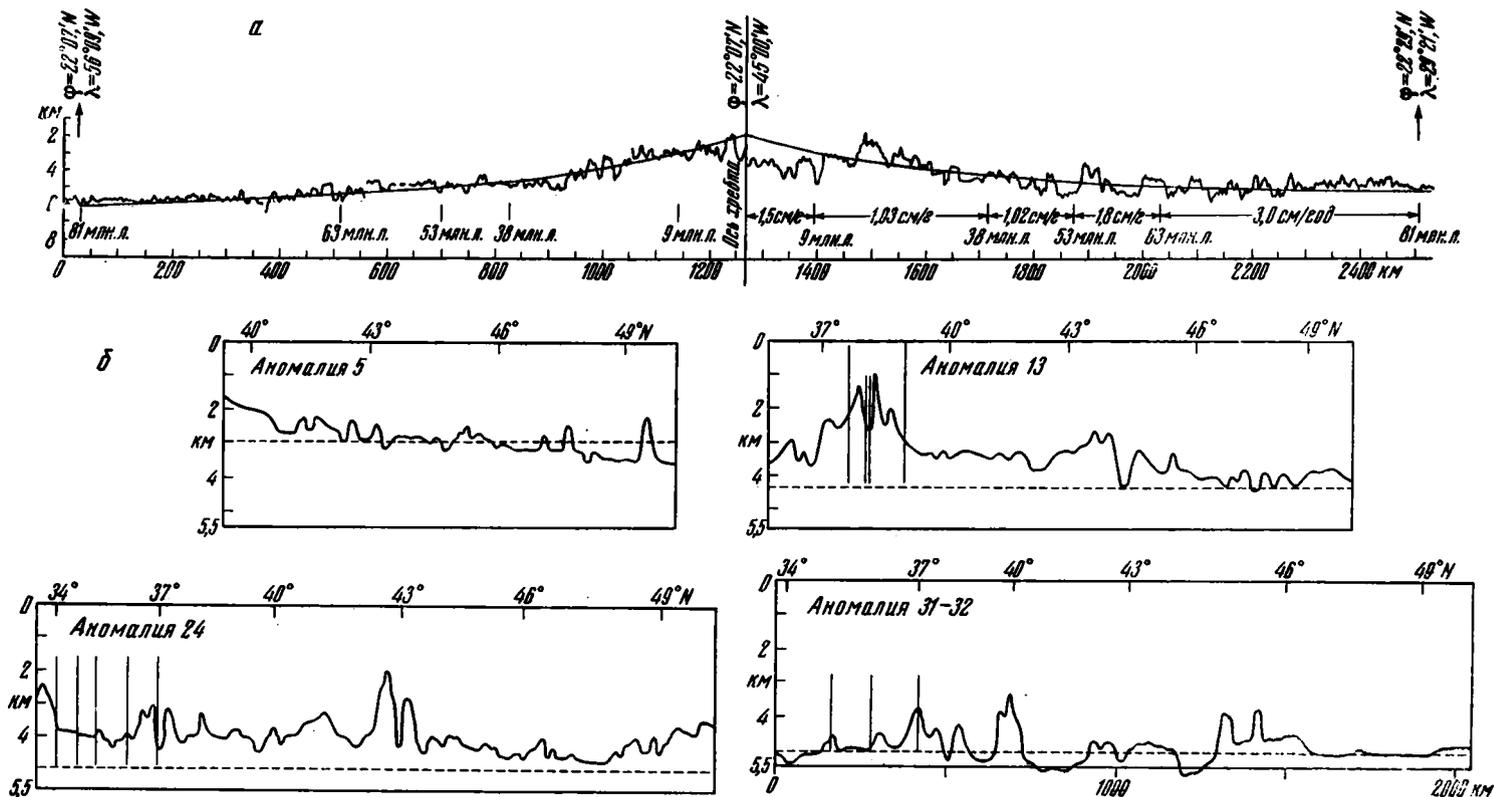


Рис. 1. Соотношение: *a* — реального рельефа Срединно-Атлантического хребта на эхолотном профиле (НИС «Петр Лебедев») с теоретической кривой термальной контракции. Вертикальные линии соответствуют возрасту земной коры по магнитным аномалиям. Между ними показаны средние темпы расширения дна океана; *б* — реального рельефа Срединно-Атлантического хребта на профилях вдоль типичных изохрон (сплошная линия) с положением теоретической кривой термальной контракции для каждой изохроны (пунктирная линия). Вертикальные линии соответствуют положению трансформных разломов

формами, но и с региональным рельефом (Гайнанов, 1974). По этой причине использование аномалий в редуции свободного воздуха для оценки глубинных процессов под срединно-океаническими хребтами может оказаться недостаточно надежным. Недавно аномалии в свободном воздухе и аномалии рельефа были сопоставлены для всего Мирового океана (Cochran, Talwani, 1977). При усреднении аномалий до горизонтальных размеров более 4000 км корреляции между ними обнаружить не удалось. Для аномалий с размерами от нескольких сот километров до первых тысяч отмечается некоторое соответствие крупных форм

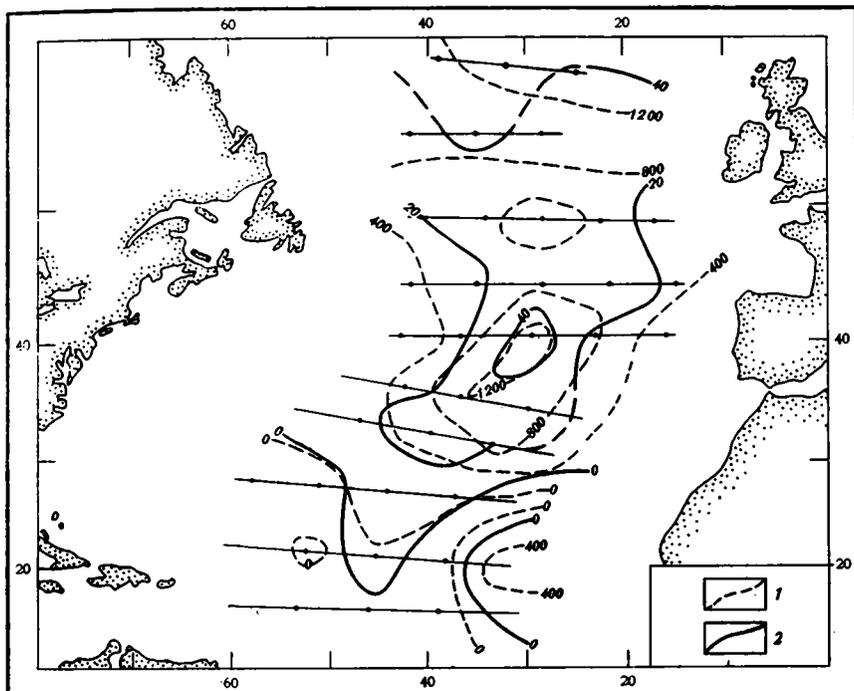


Рис. 2. Соотношение длиннопериодных аномалий рельефа дна Срединно-Атлантического хребта с аномалиями силы тяжести в редуции свободного воздуха 1 — превышения рельефа над уровнем кривой термальной контракции (изолинии в метрах); 2 — аномалии силы тяжести в редуции свободного воздуха (изолинии в *мгЛ*); прямые линии с точками — положение геолого-геофизических профилей (Sclater et al., 1975)

рельефа и поля силы тяжести океана, при этом не только для срединно-океанических хребтов, но и для морфоструктур периферических частей плит — Бермудского поднятия, асейсмичных хребтов Южной Атлантики и т. д. Последнее обстоятельство привело авторов к мысли о том, что корреляция аномалий рельефа и силы тяжести на срединных хребтах хотя и является следствием глубинных процессов на границе литосферных плит, но вопреки некоторым моделям термальной контракции не дает о них прямой информации. Отмечается также, что в ряде районов Мирового океана очевидная корреляция двух типов аномалий отсутствует. Например, вдоль Центрально-Индийского хребта аномалии силы тяжести при осреднении до размеров $5 \times 5^\circ$ варьируют до 50 *мгЛ*, а глубины хребта остаются постоянными. Экстремальные превышения рельефа в районах Азорских островов и Исландии также не сопровождаются соответствующими аномалиями силы тяжести на промежуточных длинах волн (сотни — первые тысячи километров).

Если компенсация рельефа срединных хребтов происходит не только на уровне астеносферы, но и в более высоких горизонтах литосферы, то

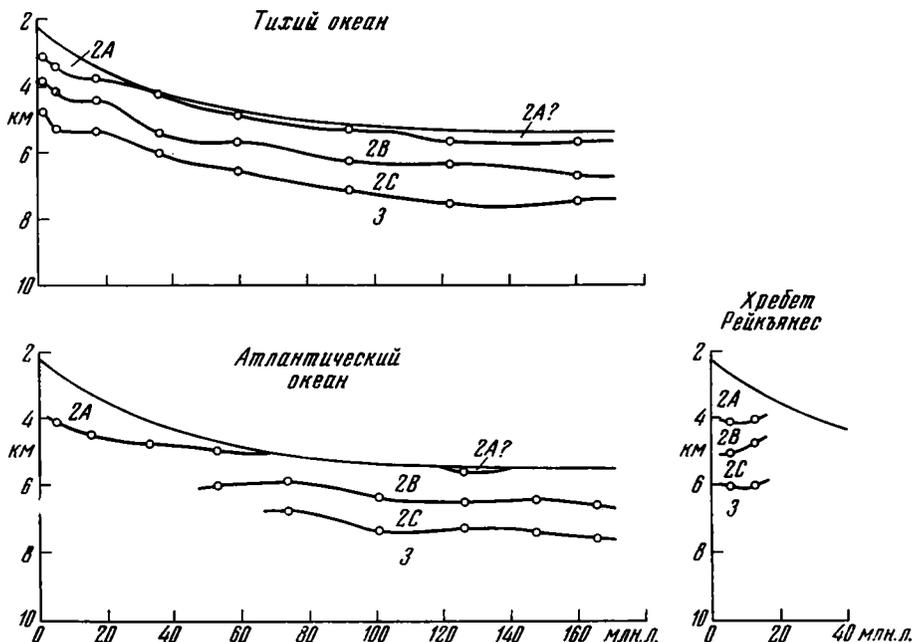


Рис. 3. Соотношение реальной структуры срединно-океанических хребтов в Атлантике и Тихом океане с теоретической кривой термальной контракции (верхняя линия). 2А — верхняя часть слоя 2, сложенная смесью вулканических базальтов с осадками. 2В — средняя часть слоя 2, сложенная массивными вулканическими базальтами. 2С — нижняя часть слоя 2 со скоростями продольных волн 6,1 км/сек; 3 — третий слой океанической земной коры

применение концепции термальной контракции для анализа морфоструктуры становится затруднительным. Существование «корней» у многих вулканических хребтов океана может быть связано именно с компенсацией на уровне земной коры, а не астеносферы. С точки зрения некоторых сторонников спрединга, формирование «корней» подобных структур, как и всей топографии вообще на гребне хребтов, может происходить на таком этапе эволюции земной коры, когда ее мощность не превышает 10 км (McKenzie, Bowin, 1976). Вопрос об уровне компенсации океанической морфоструктуры все же нельзя пока считать решенным.

С позиций жесткости плит и термальной контракции литосферы трудно объяснить особенности структуры срединных хребтов, выявленные в последние годы бурением и сейсмоакустическими исследованиями. Было, в частности, установлено, что акустический фундамент на хребтах представлен слоями 2А, 2В, 2С (Houtz, Ewing, 1976). При этом слой 2А, состоящий на 75% из смеси осадков и обломков вулканических пород, имеет на гребне хребта мощность 1,5 км (Атлантика) и 0,7 км (Восточно-Тихоокеанское поднятие). С удалением от оси Срединно-Атлантического хребта мощность слоя 2А сокращается и на изохроне 60 млн. лет становится равной 100 м. В Тихом океане мощности 100 м слой 2А достигает на изохроне 30 млн. лет. За пределами указанных изохрон слой 2А целиком замещается слоем 2В, сложенным массивными вулканическими базальтами и пиллоу-лавами без заметных примесей рыхлого осадочного материала (рис. 3). Особенно четко это было подтверждено глубоководным бурением (рейсы 51—53 «Гломара Челленджера»). Замещение или превращение слоя 2А с позиции конкретных приложений тектоники плит представляется загадочным, поскольку должно сопровождаться мощными энергоемкими процессами (интрузии, диагенез, метамор-

физм). Но такие процессы не предусматриваются ни постулатом жесткости, ни моделями термальной контракции. Вместе с тем ясно, что смешение осадочного материала с вулканическими породами до глубин 1,5 км может произойти лишь при участии мощных тектонических процессов.

Наконец, данные бурения осадочной толщи на срединных хребтах также находятся в противоречии с концепцией термальной контракции, предусматривающей однозначное (от плюса к минусу) погружение земной коры с возрастом. Анализ литологических формаций южной части Срединно-Атлантического хребта (рейс 3 «Гломара Челленджера») свидетельствует о знакопеременном режиме глубины карбонатной компенсации. При этом диапазон изменений компенсационной глубины достигает 3000 м. Такие колебания едва ли могли обойтись без вертикальных движений. Это позволяет предполагать непостоянный высотный уровень гребня хребта на протяжении геологической истории. Следовательно, кривая термальной контракции аппроксимирует рельеф срединного хребта лишь на данный момент, хотя и принимает современный гипсометрический уровень гребня хребта за начало отсчета для всего периода расширения. Исходя из переменных значений глубины карбонатной компенсации, можно предположить, что разность между усредненными глубинами гребня и любой изохроны на флангах хребта обусловлена не только (или не столько!) термальной контракцией, но и режимом вертикальных тектонических движений. Они и создают, по-видимому, аномалии рельефа срединных хребтов относительно теоретической кривой термальной контракции. Особенно наглядно это было показано недавно для Восточно-Тихоокеанского поднятия (Lonsdale, 1977). Аномалии рельефа относительно кривой термальной контракции находятся здесь в явном противоречии с условиями симметричного расширения, что может быть связано лишь с последующими значительными тектоническими движениями.

При использовании моделей термальной контракции для анализа морфоструктуры следует также иметь в виду предположение, высказанное недавно Д. Виверсом (Veevers, 1977). Он полагает, что высоты гребней срединно-океанических хребтов являются функцией возраста того океанического бассейна, в котором сформировался хребет. Если это так, то привязка современной океанической морфоструктуры к единому для всех срединных хребтов уровню теряет смысл. Напомним, что по моделям термальной контракции такой исходный уровень располагается на глубинах 2500 ± 300 м (Detrick et al., 1977). Все отклонения от указанного уровня рассматриваются как аномалии рельефа. Если следовать Д. Виверсу, то аномалий рельефа может не быть даже в том случае, если отвлечься от переменных значений глубины карбонатной компенсации. Различные батиметрические уровни рифтовых зон океана в этом случае являются лишь отражением возраста океанических котловин, в которых они сформировались. Рассмотрим, как реализуется этот тезис на примере Срединно-Атлантического хребта, для которого автором были рассчитаны средние батиметрические уровни (Ильин, 1976). Известно, что разные части этого хребта сформировались в океанических котловинах различного возраста. По материалам автора гребень хребта Рейкьянес, так же как и весь хребет в целом, характеризуется минимальными средними глубинами, что согласуется с относительно молодым возрастом (60 млн. лет) этой части океана (Pitman, Talwani, 1972). Между зоной разломов Гиббса и Азорским плато средний уровень хребта несколько ниже, что может быть связано с более древним возрастом соответствующей океанической котловины (80—90 млн. лет). Возраст центральной части Северной Атлантики составляет 180—200 млн. лет. Это находит свое выражение в максимальной глубокководности Срединно-Атлантического хребта.

Судя по данным глубоководного бурения на Бермудском поднятии (рейсы 51—53 «Гломара Челленджера»), земная кора этой части океана никогда не находилась в прошлом выше глубины карбонатной компенсации, а Срединно-Атлантический хребет был выражен в рельефе исключительно слабо. И наконец, средние батиметрические уровни хребта и рифтовой зоны в Южной Атлантике снова несколько приподнимаются, что соответствует более молодому возрасту этой части океана (130—140 млн. лет).

Вопрос о масштабах погружений океанической земной коры в зависимости от возраста океанических котловин рассматривался также в связи с проблемой восстановления начальных этапов спрединга (Le Pichon et al., 1977). По мнению указанных авторов, наилучшее совпадение очертаний подводных окраин материков Северной Америки и Африки отвечает изобате 3000 м, а не 2000 м, как это было в реконструкции Э. Булларда. Понижение границы максимального соответствия контуров противоположных окраин континентов связывается с максимальной древностью океанической котловины в этой части Северной Атлантики.

Таким образом, если высота хребта определяется возрастом котловины в целом, то существуют, по-видимому, более общие причины, управляющие вертикальными движениями океанических частей литосферных плит, не обязательно связанные с термальной контракцией, которая ставит эти движения в зависимость от времени формирования океанической земной коры на гребнях срединных хребтов.

Представление о связи батиметрических уровней срединных хребтов с возрастом океанических котловин как будто справедливо, но оно не затрагивает вопросов геологического развития их морфоструктуры. Отметим, что Срединно-Атлантический хребет на всем своем протяжении сохраняет постоянной среднюю высоту хребта над уровнем глубоководного дна. Эта высота равна в среднем 1 км и не зависит от возраста океанических котловин (Ильин, 1976). Средняя высота хребта, равная 1 км, может быть либо следствием нисходящих движений периферических частей хребта в ходе расширения дна океана, либо результатом тектонического поднятия. Комплекс данных по морфоструктуре срединных хребтов, изложенных в этой статье, позволяет отдать предпочтение второй точке зрения. При этом средний высотный уровень хребта, равный 1 км, есть тот предел, до которого поднимаются срединные хребты в условиях океанической земной коры.

Пробным камнем моделей термальной контракции, как и других постулатов новой глобальной тектоники, являются асейсмичные хребты. Это большой класс океанических структур, широко распространенных в разных частях Мирового океана.

Недавно с позиций термальной контракции был проведен анализ этих хребтов (Detrick et al., 1977). Авторы в общем оптимистично смотрят на приложение моделей термальной контракции к объяснению генезиса упомянутых структур. Вместе с тем развитие некоторых асейсмичных хребтов происходит, по их мнению, при участии дифференцированных тектонических движений. Таково происхождение Западно-Австралийского хребта, плато Натуралистов и Мадагаскарского хребта. Для других хребтов — Карнеги, Кокос, Койба, Исландско-Фарерского порога — модель термальной контракции не подтверждается. И лишь для ряда подобных морфоструктур, в частности для хр. Китового, предполагается как будто хорошее соответствие теории и эксперимента. В основу своих выводов по хр. Китовому авторы положили данные глубоководного бурения двух скважин — 359 и 363. Первая из них была пробурена на склоне подводной горы, вершина которой находится на глубине 1500 м. Окружающее дно имеет глубины порядка 4000 м. Фактически здесь нет никакого хребта, а есть обыкновенная глубоководная котловина, со дна которой поднимается ряд высоких подводных гор (Атлан-

тический океан, ГУГК, 1971). Учитывая признаки субаэрального эоценового вулканизма, обнаруженные на подводной горе по данным бурения, Дитрик и его соавторы полагают, что современная глубина горы — результат ее погружения на 1700 м с эоцена и до настоящего времени. Поскольку глубина основания горы равна 4000 м, то окружающее дно в момент ее формирования находилось на глубине порядка 2300 м. Если же учесть, что земная кора вокруг упомянутой горы имеет, по данным авторов, возраст 57 млн. лет и на 14—19 млн. лет превышает возраст горы, то начальный уровень хребта Китового 57 млн. лет назад располагался в центре спрединга на глубинах 1900—2000 м. Все это как будто соответствует представлениям термальной контракции об исходном уровне земной коры океана в начальный момент ее формирования. Однако это может быть справедливо лишь для той части хр. Китового, где он морфологически не выражен, т. е. примерно до Гринвичского меридиана.

Если же рассматривать эту часть в совокупности с восточной половиной хребта, то здесь и возникают основные противоречия концепции термальной контракции в приложении к хр. Китовому. Вся восточная часть хребта относительно его западной части мелководна. Современная вершинная часть хребта находится здесь на глубинах 1000—1500 м. С учетом мощности рыхлых отложений (~500 м) уровень фундамента хребта можно понизить до 1500—2000 м. При этом северо-восточная часть хребта, там, где находится банка Вальдивия, оказывается еще более мелководной, чем его юго-западная часть. Здесь мы сталкиваемся с явным противоречием в представлениях о прогрессивном погружении хр. Китового по мере отодвигания Африканской плиты от центра расширения.

Следует отметить, что доказательство глубокого погружения хребта Китового в приматериковой части авторы пытаются найти, анализируя литологию осадочного материала из глубоководной скважины 363. Здесь в нижних частях колонки, на глубине 715 м от поверхности дна были вскрыты терригенные отложения с мелководной фауной апт-альбского возраста (102—107 млн. лет). Эти отложения содержат окатанный известковый материал, остатки водорослей и небольшие фрагменты фосфоритов. По мнению участников 41-го рейса «Гломара Челленджера», не исключена возможность приноса этого материала извне. Но в данном случае главный интерес заключается в следующем. Комплекс отложений с мелководной фауной резко переходит в обычные карбонатные пелагические осадки на границе с кампаном. И в дальнейшем этот тип отложений сохраняется в колонке до миоцена. Возникает вопрос о причинах столь резкой смены литологического состава осадков. Участники 41-го рейса делают осторожное предположение о возможном влиянии верхнемеловой трансгрессии. Но и в этом случае резкая смена литологии труднообъяснима, поскольку трансгрессия сменилась регрессией уже в датский век, а разрез пелагических отложений сохранил постоянство и в более позднее время.

Эффект резкой смены литологического состава легче объясняется с позиции тектонического поднятия хребта. Нельзя исключить, что терригенный комплекс с мелководной фауной был сформирован суспензионными потоками в сравнительно глубоководных условиях. Эти потоки могли принести любые прибрежные отложения и в любых количествах. Последующее поднятие вывело этот участок дна из сферы действия суспензионных потоков и положило начало накоплению типичных пелагических осадков. Смена литологического состава произошла на границе с кампаном. Следовательно, поднятие хр. Китового могло произойти именно в это время.

Какие дополнительные доказательства можно привести в пользу этого предположения? Уже упоминалось, что хр. Китовый морфологи-

чески выражен по долготе примерно до Гринвичского меридиана. Юго-западное окончание хр. Китового соответствует изохроне 70—72 млн. лет (31 магнитная аномалия), которая совпадает с временем формирования отложений кампанского яруса. Такое совпадение подтверждает наше предположение о тектоническом происхождении хр. Китового.

Не исключено, что формирование хребта проходило в несколько тектонических этапов. Начиная с миоцена, рыхлые отложения на хребте практически не накапливались. Это может быть связано с высоким гипсометрическим уровнем вершин хребта, который установился в миоце-

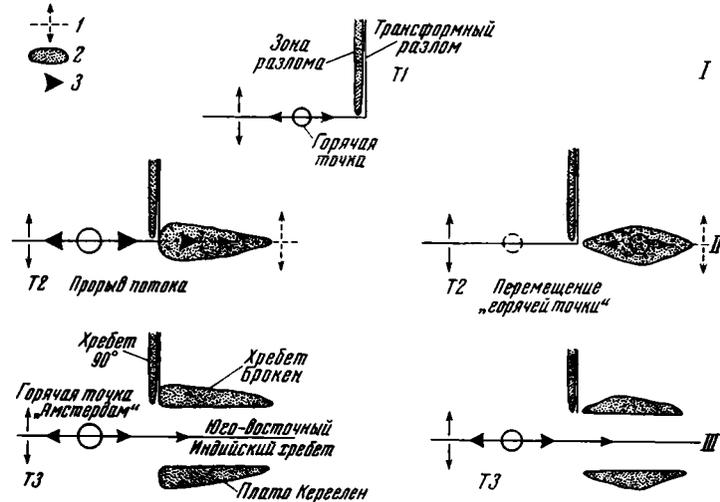


Рис. 4. Последовательные этапы (I—III) формирования Восточно-Индийского хребта и хребтов Брокен (Западно-Австралийского) и Кергелен по модели «перфорированной трубы». Объяснения в тексте. I — начало расширения, 2 — асейсмические хребты, 3 — астеносферный поток

не. Известно, что на современных подводных горах осадки не накапливаются, а сносятся на склоны и далее в глубоководные котловины.

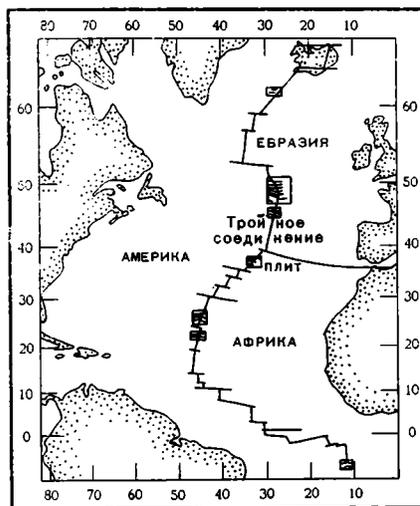
Из других приложений новой глобальной тектоники следует указать на модель «перфорированной трубы». Она предусматривает течение материала частичного плавления мантии по простиранию срединных хребтов с более высокого гипсометрического уровня на более низкий. При этом трансформные разломы действуют на субаксиальные потоки как дамбы, перед которыми возникают своеобразные запруды. Эмпирическими признаками подобных течений являются, по мнению авторов, изменчивые свойства блоков земной коры, разделенных трансформными разломами, и данные о повышенном затухании сдвиговых волн перед фронтом зоны разломов Рейкьянес (Гиббса). Источником течений являются «горячие точки» на оси спрединга (Vogt, Johnson, 1975).

Эта модель призвана, в частности, объяснить происхождение L-топографии, представляющей сочетание вулканических хребтов, расположенных по простиранию и вкрест простирания рифтовых зон. Действие механизма, формирующего L-топографию, показано на рис. 4. Восточно-Индийский хребет возник с этой точки зрения в результате подпруживания расплава у западной части трансформного разлома (I). Впоследствии либо поток из «горячей точки» Амстердам прорвал дамбу, либо восточнее трансформна появилась новая «горячая точка» (II). В любом случае мог возникнуть новый центр спрединга — Юго-Восточный Индийский хребет. Расширение дна океана из нового центра отодвинуло к северу Восточно-Индийский хребет и сформировало изохронные подня-

тия — Западно-Австралийский хребет и плато Кергелен (III). Эти геологические события датируются раннетретичным временем, когда произошло разделение Антарктиды и Австралии. Подобным же образом объясняется происхождение топографии срединного хребта в Северной Атлантике, где субаксиальные потоки частичного плавления мантии берут начало из «горячих точек» Исландии и Азорских островов.

Эта модель, как и другие теоретические модели, весьма полезна при анализе морфоструктуры дна океана. Но есть экспериментальные фак-

Рис. 5. Ориентировка трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта к северу и к югу от тройного соединения плит в районе Азорских островов. Прямоугольники — районы полигонных съемок рельефа дна. «Елочка» внутри прямоугольников — направление трансформных разломов



ты, которые нарушают всю стройную, на первый взгляд, систему доказательств. В данном случае опровержением модели перфорированной трубы послужили данные о морфологии рифтовой зоны южнее Азорских островов. В районе, ограниченном 25—27° с. ш., были установлены второстепенные трансформные разломы со смещением порядка 20 км (Ропа, 1976). В плане разломы образуют букву V, обращенную вершиной к Азорскому тройному сочленению. Если же следовать модели субаксиального потока, то ориентация разломов должна быть противоположной, поскольку поток мантийного вещества движется к югу от Азорской «горячей точки» (рис. 5).

Конкретные приложения новой глобальной тектоники дают новый стимул для интенсивного изучения морфоструктуры дна океана. Но они еще слишком схематичны и умозрительны. С точки зрения этих приложений дно океана представляется транзитной зоной, поставляющей новую земную кору в область взаимодействия литосферных плит, где и начинается ее активная геологическая жизнь. В рамках подобных схем и моделей многие черты морфоструктуры дна океана не находят удовлетворительного объяснения. Вместе с тем анализ океанской морфоструктуры в свете идей новой глобальной тектоники представляет значительный интерес, поскольку позволяет рассмотреть имеющийся фактический материал с новых позиций и полнее оценить его значение.

Другой подход к пониманию генезиса дна океана выявляется в ходе морфоструктурного анализа. При этом в каждом океане выделяются две главные морфоструктурные зоны — срединно-океанические хребты и ложе океана за пределами этих хребтов. Очевидные генетические связи между ними отсутствуют, принцип унаследованности морфоструктуры не выдерживается. Более того, существуют обратные соотношения рельефа срединных хребтов и периферийных областей океана. Вопреки постулату жесткости удаление от центров спрединга приводит к увели-

чению контрастности рельефа и к большому разнообразию структуры. Следовательно, чтобы понять реальную морфоструктуру с позиции тектоники плит, необходимо найти альтернативу конкретным механизмам этой гипотезы, призванным объяснить строение океанического дна.

Такой альтернативой, на наш взгляд, является представление о подвижности внутренних частей литосферных плит. В этом случае укрупнение рельефа и разнообразие структуры дна океана можно связать с кумулятивным воздействием многочисленных подвижек внутри плит по мере их поступательного движения от центра расширения.

Различия в характере морфоструктуры дна океана согласуются с данными по распределению динамических напряжений в земной коре

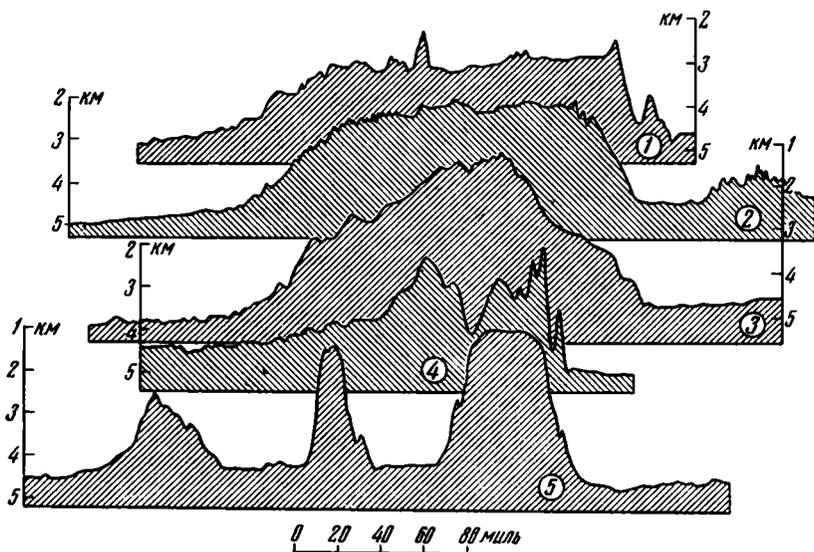


Рис. 6. Асимметрия склонов хр. Китового. Плановое изображение хребта и положение эхолотных профилей показано на рис. 7

(Sykes, Sbar, 1973). Изучение фокальных механизмов 18 землетрясений привели Л. Сайкса и Л. Сбара к выводу о том, что внутри плит действуют большие горизонтальные напряжения. В ряде случаев они направлены по простиранию срединных хребтов. Анализ фокальных механизмов позволил авторам установить два типа сбросов в пределах срединно-океанических хребтов — нормальный и надвиговой. При этом тип сбросов есть функция возраста литосферных плит. Нормальные сбросы развиваются в земной коре не старше 20 млн. лет, а надвиговые — в коре более древнего возраста. Направление главных стрессов не коррелируется с абсолютными движениями плит, выведенных У. Морганом по трассам «горячих точек». Тем самым корректность постулата жесткости и самих «горячих точек» опять подвергается сомнению.

Развитию нормальных сбросов отвечает правильный грядовой рельеф рифтовой зоны. Менее регулярный рельеф флангов хребта и глубоководных частей океана — результат надвиговых движений. Предполагается, что развитие горизонтальных напряжений в земной коре океана связано с движущим механизмом литосферных плит, хотя природа границы между зонами нормальных и надвиговых сбросов остается невыясненной.

Представление о развитии надвигов находит многочисленные подтверждения в реальной морфоструктуре дна океана. Форма глубоководных океанических поднятий более всего отвечает надвиговым деформациям. Резкая асимметрия свойственна хребтам Китовому, Наска, Западно-Австралийскому, Гавайскому (рис. 6). Так, южные склоны хреб-

тов Китового и Западно-Австралийского имеют наклон 30—40°, в то время как северные — единицы градусов. С представлением о надвигах согласуются повышенные мощности земной коры океанических поднятий, достигающие 15—20 км. Подобная структура поднятий в Тихом океане связывается с процессами торошения земной коры (Удинцев, 1972). Торошение начинается на линии Императорских гор, Гавайского хребта, о-вов Лайн, Туамоту и островных дуг Тонга, Кермадек, Новой Зеландии и рассматривается как предвестник геосинклинального развития дна океана в зонах островных дуг. Этот вывод имеет важное значение, поскольку не согласуется с основной посылкой гипотезы жестких плит — унаследованностью морфоструктуры дна океана от срединных хребтов. Следует, однако, добавить, что подобные соотношения морфоструктуры срединных хребтов и глубоководного дна океана существуют во всех других океанах, хотя и не в каждом из них морфоструктура глубоководных областей может быть связана с будущим геосинклинальным развитием земной коры.

Существенным аргументом в пользу развития надвигов в периферийных частях океана являются находки ультраосновных пород. Выходы гипербазитов обнаружены, в частности, у подножия Восточно-Индийского хребта, у подножия поднятия Горриндж, на хр. Пальмер.

Асимметрия поднятий, повышенные мощности земной коры и выходы ультраосновных пород у подножия крутых склонов больше всего свидетельствуют о взбросах и надвигах земной коры океанов. Подобная морфоструктура не согласуется с представлением плитовой тектоники о ведущей роли вулканизма в формировании океанических поднятий.

Принципу «жесткости» океанической литосферы противоречат данные о недавних тектонических движениях и вулканизме внутренних частей плит. Результаты глубоководного бурения на материковом подножии Северной Африки дали основание предполагать поднятие блоков земной коры в неогене на 1000—1500 м (Geotimes, 1975). Подводная гора Горриндж образовалась в миоцене, хотя она и расположена на окраине океанической плиты. Голоцен-плейстоценовые вертикальные движения установлены в районе хр. Барбадос (Peter, Westbrook, 1976). В среднем миоцене сформировался хр. Оуэн в Индийском океане (Whitmarsh et al., 1972). До поднятия здесь происходило накопление терригенных турбидитов. Подводные горы Шарко и Бискайская возникли в эоцене благодаря тектоническим движениям дна океана (Laughton et al., 1975). По мнению тех же авторов, Азорско-Бискайское поднятие и трог Кинга также имеют тектоническое происхождение, поскольку никакой связи указанных морфоструктур с границами литосферных плит не существует.

Ярким примером недавних тектонических движений и вулканизма является Гавайский хребет.

О подвижности внутренних частей океанических плит свидетельствуют линейные глубоководные поднятия, пересекающие разновозрастные геоморфологические зоны от подводных окраин материков до срединно-океанических хребтов. Такие поднятия, как хр. Китовый, Рио-Гранде, Гвинейское, Наска, Кокос, не могут быть древнее подножия срединных хребтов. Для ряда океанических поднятий характерна смена терригенной седиментации на карбонатную, которая также может служить указанием на вертикальные движения земной коры. Наконец, распределение и морфология крупных подводных гор также не соответствует «жесткости» плит литосферы и принципу унаследованности рельефа от срединных хребтов. В пределах современных срединно-океанических хребтов не существует гор таких больших размеров, которые характерны для окраинных частей плит. Такие горы на периферии океана могли быть созданы лишь тектоническими и вулканическими процессами, не связанными непосредственно с центрами спрединга (Ильин, 1976).

Важным свойством океанической морфоструктуры является ее сопряженное развитие с окраиной материков в рамках единой тектонической плиты. Результаты такого взаимодействия проявились в виде разломов Корнуэлл — Кельвин, хр. Китового, Камерун, Канарских островов — в Атлантическом океане; Восточно-Индийского и Чагос-Лаккадивского — в Индийском океане; Наска, Кокос, Карнеги, Олюторского, Камчатского, Кроноцкого — в Тихом океане. Под влиянием подобных разломов подводная окраина материков приобретает блоковую структуру. Для каждого блока характерны индивидуальные черты развития. Так,

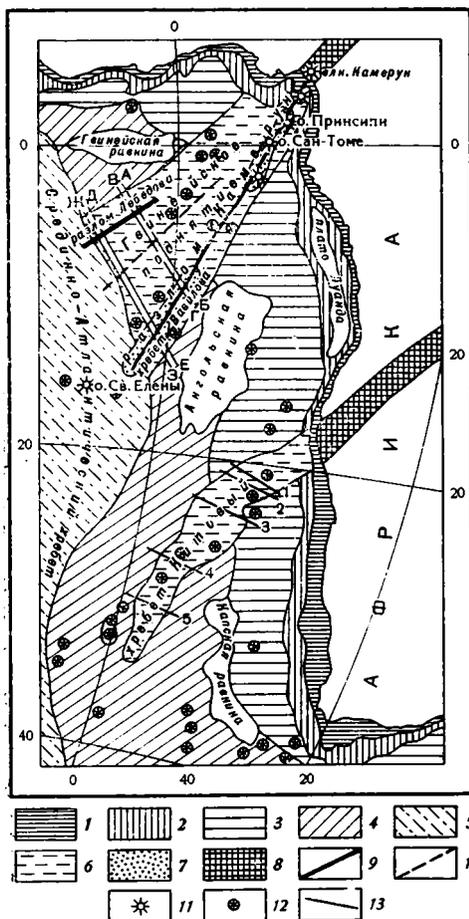


Рис. 7. Морфоструктуры дна Атлантического океана на стыке океанической и материковой частей Африканской литосферной плиты

1 — шельф, 2 — материковый склон, 3 — материковое подножие, 4 — зона холмистого рельефа, 5 — Срединно-Атлантический хребет, 6 — глыбовые океанические хребты, 7 — вулканические хребты, 8 — морфоструктурные продолжения океанических поднятий на материке, 9 — разломы, 10 — оси поднятий, 11 — вулканы на суше, 12 — подводные вулканы, 13 — положение эхотных профилей (на Гвинейском поднятии обозначены буквами, на хр. Китовом — цифрами)

крупный блок подводной окраины материка южнее хр. Китового испытал погружение по отношению к блоку, расположенному севернее этого хребта (рис. 7). Такие же соотношения вертикальных движений шельфа и материкового склона свойственны блокам северо-западной Африки, разделенным разломом Канарских островов. По разлому Корнуэлл — Кельвин отмечено правостороннее смещение шельфа Новой Англии на 160 км.

Существование сопряженных разломов между материками и океаническими впадинами и дифференцированные вертикальные движения подводных окраин материков не согласуются с принципом «жесткости» плит литосферы. По-видимому, в пределах единой тектонической плиты материковая и океаническая земная кора в значительной мере обособлены. В зоне контакта этих двух частей плит возникает наиболее контрастный рельеф.

Критерии новой глобальной тектоники находят ограниченное применение и в оценке реальной морфоструктуры срединно-океанических хребтов. Альтернативой гипотезы термальной контракции могут послужить представления о поднятии земной коры в области срединных хребтов. Почти везде в пределах этих морфоструктур выделяются две зоны — гребень и фланги. Четкой унаследованности рельефа флангов от центральных частей хребта не наблюдается. То же характерно и для внутренней структуры этих двух зон. Напомним в связи с этим о пяти группах данных, имеющих отношение к разделению хребта на гребень и фланги.

1. С границей их раздела совпадает переход зоны конвективного переноса тепла к кондуктивному.

2. Границе гребня и флангов соответствует переход от нормальных сбросов к надвиговым.

3. На границе гребня и флангов в 3—4 раза возрастает мощность донных отложений.

4. Здесь же меняется структура верхних горизонтов хребта.

5. При переходе от гребня к флангам амплитуды магнитных аномалий уменьшаются, а их ориентация становится менее прямолинейной.

Все эти данные независимы, корреляция их не случайна. В совокупности они более всего отвечают концепции сводового поднятия земной коры океана на месте современных срединных хребтов. При этом на вершине свода возникают разломы и сбросы, происходит дробление вулканических базальтов и перемешивание их с рыхлыми отложениями. На флангах свода указанные процессы идут менее интенсивно, и первоначальная структура земной коры остается здесь менее нарушенной. Тектонические движения наиболее активно развивались в пределах Срединно-Атлантического хребта, поскольку мощность слоя 2А на гребне достигает 1,5 км. На Восточно-Тихоокеанском поднятии мощность слоя 2А снижается до 0,7 км. Нетрудно заметить, что мощность слоя 2А коррелируется с морфологией гребня. Максимальная мощность отвечает более сложному рельефу гребня хребта с рифтовой долиной, уменьшенная мощность — относительно простому строению рельефа без срединного рифта.

Форма срединно-океанических хребтов также находит объяснение с позиций концепции поднятия. Если отвлечься от обычного способа изображения рельефа хребтов с превышением вертикального масштаба над горизонтальным, то реальная форма хребта предстанет перед нами как трудноразличимое поднятие земной коры. Средний генеральный наклон Срединно-Атлантического хребта обычно не превышает 1°, а Восточно-Тихоокеанского поднятия — менее 1°. Пологое сводовое поднятие земной коры как результат внедрения мантийного диапира отвечает современной форме срединно-океанических хребтов. Форма свода существенно меняется по простиранию. Этот факт лучше отвечает предположению о переменных напряжениях под хребтами, чем о постоянных скоростях горизонтальных движений, ответственных с точки зрения термальной контракции за региональную форму хребта. Другими словами, различная интенсивность вертикальных движений в пределах срединных хребтов создает все разнообразие их морфоструктуры. В пользу концепции поднятия срединно-океанических хребтов еще ранее выступали Ю. М. Пущаровский и П. Л. Безруков (1973). Вообще концепция поднятия срединных хребтов более распространена, чем представление о них как остаточных формах рельефа, образующихся при нисходящих движениях плит литосферы.

На развитие океанической морфоструктуры большое влияние оказывают поперечные разломы срединных хребтов. Разломы имеют протяженность сотни и тысячи километров. Блоковое строение хребтов позволяет высказать предположение о глубокоом заложении разломов — до

низов литосферы. Есть данные, свидетельствующие об активности разломов и за пределами срединных хребтов (Ball, Harrison, 1970; Van Andel, 1971; Peter, Westbrook, 1976). При неравномерном расширении дна океана трансформные разломы могут превращаться в обыкновенные сдвиговые разломы, а при изменении полюса разрастания — испытывать собственное расширение. По-видимому, зоны разломов не просто бахрома на тыльной стороне движущихся плит, но важные тектонические структуры, оказывающие влияние на развитие земной коры далеко за пределами рифтовых зон. Это влияние сказывается прежде всего в том, что земная кора океанов разбивается на отдельные блоки и становится менее монолитной.

Дальнейшее развитие блоков океанической коры под влиянием движущего механизма литосферных плит приводит к формированию структур различного генезиса. Большая роль принадлежит, по-видимому, тектоническому скучиванию земной коры океана (Пейве, 1975). При этом происходит смещение глубинных слоев, выжимание земной коры в более верхние горизонты. Результаты глубоководного бурения на ст. 334 показали присутствие габбро в верхних частях земной коры (Christensen, 1977). Есть предположение, что внедрение плутонического комплекса пород объясняет закономерное возрастание мощности 3-го слоя земной коры по мере удаления от гребня срединных хребтов. Выказывается также мнение, что граница между 2-м и 3-м слоями земной коры отмечает поверхность метаморфизации, отделяющей хлоритизированные породы серии параллельных даек от подстилающих пород, содержащих амфиболы. Эти наблюдения подтверждают представления о внутрикоровых тектонических движениях, послонных перемещениях, тектонических срывах, как об этом говорит А. В. Пейве. Динамическое развитие земной коры не прекращается после ее формирования в осевой зоне срединных хребтов. Такой подход к объяснению фактических данных противоречит постулату «жесткости» литосферных плит и более всего отвечает концепции подвижности внутренних частей плит в ходе их дальнейшей эволюции. Эти вторичные движения, генезис которых пока совершенно неясен, имеют не меньшее значение для формирования морфоструктуры дна океана, чем основной движущий механизм литосферных плит. Следует отметить, что трещиноватые и брекчированные базальты офиолитового комплекса Троодос имеют скорости продольных волн около 3 км/сек — аналогичные скоростям слоя 2А.

С учетом приведенных в этой статье материалов можно попытаться дать самую общую интерпретацию морфоструктуры дна океана с точки зрения тектонических движений. Намечаются три тектонические зоны: 1) гребни срединных хребтов с преобладанием нормальных сбросов; 2) фланги хребтов и внутренние части холмистых зон, в развитии которых существенную роль играют надвиги; 3) подводная окраина материков с внешними частями зон холмистого рельефа — зона контакта материковой и океанической земной коры, где формируются наиболее контрастные морфоструктуры разнообразного генезиса, сопряженные структурами материков.

В настоящее время нет оснований отвергать общие принципы новой глобальной тектоники. Но конкретное развитие океанической морфоструктуры происходит, по-видимому, не столь прямолинейно, как это следует из частных схем тектоники плит. Представление о подвижности внутренних частей океанических плит лучше отвечает реальной морфоструктуре дна океана. Развитие концепции подвижности внутренних частей плит будет связано с дальнейшими исследованиями дна океана.

- Атлантический океан, ГУГК, 1971 (batimетрическая карта в масштабе 1 : 10 000 000).
- Гайнанов А. Г. Интерпретация гравиметрических наблюдений в океане.— В сб.: Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., «Наука», 1976.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Шенард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1976.
- Anderson R. N., Hobart M. A. The relation between heat flow, sediment thickness, and age in the eastern Pacific.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 17.
- Ball M. M., Harrison C. G. A. Crustal plates in the Central Atlantic.— Science, 1970, v. 167, No. 3921.
- Christensen N. I. Seismic velocities of Leg 37 Rocks and their geophysical implications. Initial Reports Deep-Sea Drilling Project, 1977, v. 37.
- Cochran J. R., Talwani M. Free-air gravity anomalies in the world's oceans and their relationship to residual elevation.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, v. 50, No. 3.
- Dalrymple G. B., Clague D. A. Age of the Hawaiian-Emperor bend. Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, p. 313—329.
- Detrick R. S., Sclater J. G., Thiede J. The Subsidence of Aseismic Ridges.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, No. 1.
- Geotimes, 1975, v. 20, No. 7.
- Geotimes, 1974, v. 19, No. 3.
- Houtz R., Ewing J. Upper crustal structure as a function of plate age. J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 14.
- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1974, v. 22.
- Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B. Hawaiian-Emperor Chain and its relation to cenozoic circum-pacific tectonics.— Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83, No. 3.
- Laughton A. S., Roberts D. G., Graves R. Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to south-west Europe.— Deep-Sea Research, 1975, v. 22, No. 12.
- Le Pichon X., Fox P. J. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.
- Le Pichon X., Hayes D. E. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.
- Le Pichon X., Sibuet J. C., Francheteau J. The Fit of the Continents Around the North Atlantic Ocean.— Tectonophysics, 1977, 38 (3/4), 169—209.
- Lonsdale P. Regional Shape and Tectonics of the Equatorial East Pacific Rise.— Marine Geophys. Res., 1977, v. 3, No. 3.
- McKenzie D., Bowin C. The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 11.
- Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plates motions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1972, v. 56, No. 2.
- Peter G., Westbrook G. K. Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1976, v. 60, No. 7.
- Pitman III W. C., Talwani M. Sea-Floor Spreading in the North Atlantic.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 3.
- Rona P. A. Asymmetric fracture zones and sea-floor spreading.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 30, p. 109—116.
- Saito K., Ozima M. ⁴⁰Ar—³⁹Ar Geochronological studies on submarine rocks from the Western Pacific area.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 33, p. 353—369.
- Sclater J. G., Francheteau J. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth.— Geophys. J. R. Astron. Soc., 1970, v. 20, No. 5.
- Sclater J. G., Lawver L. A., Parsons B. Comparison of long wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, No. 8.
- Sykes L. R., Sbar M. L. Interplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics.— Nature, 1973, v. 245, No. 5424, October 12.
- Van Andel T. H. Fracture Zones.— J. Critical Discussion Current Literature, 1971, v. 1, No. 6.
- Veevers J. J. Paleobathymetry of the Crest of Spreading Ridges Related to the Age of Ocean Basins.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, No. 1.
- Vogt P. R., Johnson G. L. Transform faults and longitudinal flow below the Mid-Oceanic Ridge.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, No. 11.
- Whitmarsh R. B., Weser O. E. et al. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1972, v. 23.

УДК 551.24(234.853)

З. В. ГОЛУБЕВА, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР, А. Л. ЯНШИН

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДЕПРЕССИОННЫХ
ГЛУБОКОВОДНЫХ ФАЦИЙ ВЕРХНЕГО КАРБОНА И НИЗОВ
ПЕРМИ ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ**

Маломощные депрессионные фации Южного Приуралья непосредственно на юге переходят в аналогичные разновозрастные образования Прикаспийской впадины. Их появление обусловлено наличием западного континентального склона, на который не проникал уральский обломочный материал. Он явился ареной накопления тонкого взвешенного терригенного и карбонатного материала.

В конце 40-х годов В. Е. Руженцев (1948) высказал предположение, что маломощные депрессионные глубоководные отложения верхнего карбона и докунгурской нижней перми Южного Приуралья не принадлежат Предуральскому краевому прогибу, а должны рассматриваться как отложения глубоко опущенной окраины Русской плиты. Позднее этот вывод был забыт, и практически всеми геологами, начиная с работ Н. С. Шатского, А. А. Богданова, Ю. М. Пуцаровского и кончая исследованиями последних лет, глубоководные маломощные отложения верхнего палеозоя традиционно рассматривались в составе осадочного комплекса Предуральского краевого прогиба. Их появление связывалось с недостатком терригенного материала, сносимого с Уральского горного сооружения, что привело к образованию некомпенсированного глубоководного бассейна. Однако, как известно, в большинстве других краевых прогибов мира маломощные глубоководные фации практически почти не развиты. С позиции наших сегодняшних знаний строения современных глубоководных морских и океанических бассейнов остается не объяснимым, как мог мощный поток уральского обломочного материала всего на расстоянии нескольких десятков километров нигде не достигать и не выполнять наиболее глубоководную центральную часть узкого бассейна, вытянутого параллельно растущему горному сооружению.

Этот природный парадокс остается пока почти не рассмотренным и не раскрытым. Лишь А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий (1960) пытались увязать появление маломощных депрессионных фаций с барьерными антиклиналями, задерживавшими поступление терригенного материала. Но, как будет показано ниже, это предположение противоречит современным данным бурения и сейсморазведки.

Структурное положение депрессионных фаций верхнего палеозоя и причины их появления могут быть поняты при совместном анализе Южного Приуралья и смежных районов Прикаспийской впадины, в пределах которых в последние годы проведен значительный объем бурения и сейсморазведки. Успехи океанской и морской геологии также способствуют решению поставленных вопросов. Все это позволяет вновь вернуться к точке зрения В. Е. Руженцева и показать ее обоснованность.

В пределах Южного Приуралья рассматриваемые отложения верхнего палеозоя повсеместно подстилаются выдержанным комплексом мелководных известняков и других карбонатных пород верхнего девона,

нижнего и среднего карбона общей мощностью, не превышающей 1,5 км¹. На востоке по пологим разломам западного ограничения Зилаирского синклинория он сопряжен с разновозрастными многокилометровыми сериями терригенных образований (Геология СССР, 1964; Меламуд, 1975, 1976), в составе которых участвуют флишевая, отдаленно-кременистая, граувакковая (аспидная) формации.

Отложения жигулевского и оренбургского ярусов верхнего карбона представлены на западе исключительно мелководными органогенными известняками. Их мощность достигает 200—250 м. К востоку в полосе шириной в 10—15 км эти известняки погружаются, сокращаясь в мощности до 150—100 м. Здесь присутствуют отдельные биогермные массивы. Мелководные известняки еще восточнее сменяются значительно более глубоководными глинисто-кремнистыми пелитоморфными известняками (депресссионные фации), мощность которых не превышает первых десятков метров. Они занимают значительную территорию, и по широте их распространение составляет около 60 км. В зоне передовых складок Урала маломощные депрессионные фации исключительно по тектоническим контактам сопряжены с мощными сериями (до 1—2 км) преимущественно терригенных пород (нижняя сероцветная моласса и флиш). Они состоят из аргиллитов, алевролитов при подчиненном количестве песчаников и известняков (Королюк и др., 1976). Последние характеризуются темной окраской, часто битуминозны и кремнисты.

Отложения нижней перми в составе ассельского, сакмарского и артинского ярусов, так же как и породы верхнего карбона, на западе сложены мелководными известняками. Их мощность увеличивается с запада на восток с 200 до 600 м (рис. 1). На востоке мелководные известняки ограничиваются узкой полосой (до 8—10 км) биогермных массивов, в пределах которых мощность докунгурской нижней перми увеличивается местами до 800—850 м (Грачевский и др., 1967; Хатьянов, 1964, 1976; Мехтаев, Тихонов, 1962; Шаповалов, 1969). В свою очередь по лосу биогермных массивов на востоке непосредственно сменяют такие же, как и в верхнем карбоне, маломощные глубоководные депрессионные карбонатно-глинистые отложения. На юге на широтах рек Урала и Сакмары их минимальное (для артинского яруса) распространение по широте достигает 45 км, а на севере в бассейне р. Белой сужается до 15 км. Для сакмарских и ассельских отложений ширина маломощных депрессионных фаций соответственно увеличивается, но меньше, чем для пород верхнего карбона (Руженцев, 1948; Хворова, 1961; Варенцов и др., 1976). Мощность депрессионных карбонатно-глинистых отложений на западе близ биогермных массивов достигает десятков метров, постепенно увеличиваясь к востоку, где измеряется 300—400 м. На юге достоверные маломощные депрессионные отложения зафиксированы буровыми скважинами и сейсморазведкой на широте г. Оренбурга (Тимашева, 1975). Далее к югу конкретные материалы по ним отсутствуют. Однако бурением и сейсморазведкой вдоль всего северного борта Прикаспийской впадины установлены на этом же стратиграфическом уровне маломощные депрессионные фации (Альжанов и др., 1973; Буш и др., 1968; Шаповалов и др., 1973; Шебалдин, 1974). Поэтому есть все основания считать, что к югу от широты Оренбурга эти фации Южного Приуралья непосредственно переходят в аналогичные разновозрастные отложения смежных районов Прикаспийской впадины, т. е. образуют единую с ними область распространения.

На востоке Южного Приуралья маломощные карбонатные отложения докунгурской нижней перми на коротком расстоянии переходят, постепенно увеличиваясь при этом в мощности до 3 км и более, в морскую

¹ Следует отметить, что комплексы и других краевых прогибов обычно подстилают мелководные платформенные образования.

сероцветную нижнюю молассу. Менее грубая западная полоса этих образований И. В. Хворовой (1961) выделена в особую селеукскую формацию.

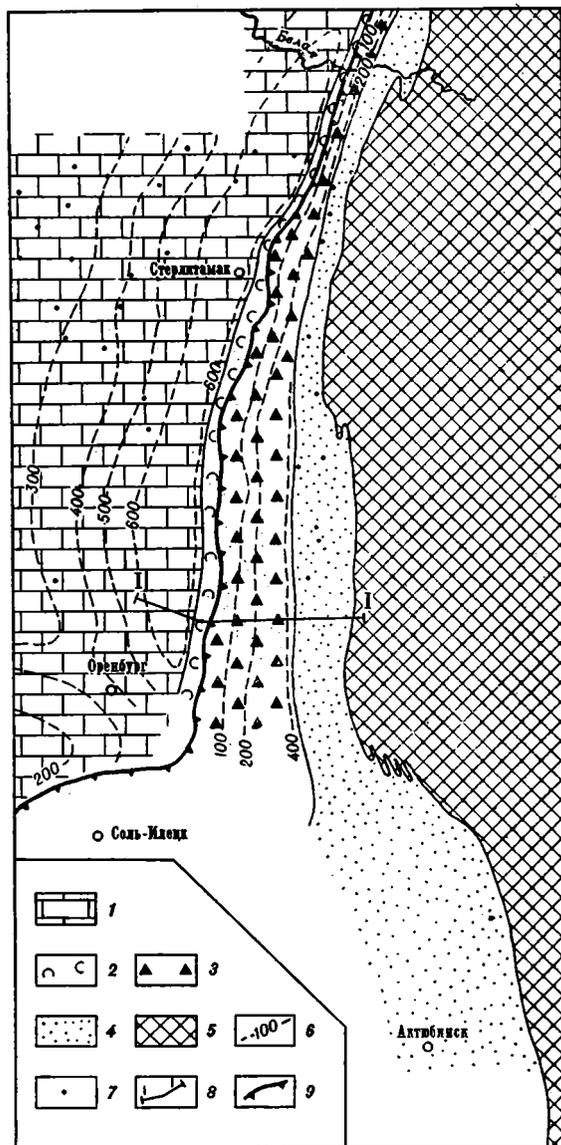


Рис. 1. Схема формаций и мощностей докунгурской нижней перми 1—4 — формации: 1 — карбонатная мелководная, 2 — биогермных массивов, 3 — маломощная депрессионная карбонатно-глинистая, 4 — сероцветная морская нижняя моласса, 5 — область современного отсутствия отложений верхнего карбона, 6 — линии равных мощностей, 7 — точки замеров мощностей, 8 — местоположение разрезов (см. рис. 2); 9 — бортовой уступ

В зоне максимальной мощности сероцветная моласса представлена в нижней части разреза аргиллитами и алевролитами при подчиненном количестве песчаников и известняков. Последние темного цвета, часто битуминозные и кремнисты. Среди них преобладают афанитовые разновидности. При наличии внутрiformационных карбонатных брекчий, скорее всего оползневого происхождения, отмечается отсутствие грубообломоч-

ного материала. Видовой состав фауны довольно разнообразный (го-ниатиты, швагерини, мшанки, криноидеи). В верхней части разреза преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, реже глины. В подчиненном количестве отмечаются известняки органогенные, органогенно-обломочные, афанитовые, мелкокристаллические, редко битуминозные с остатками радиолярий, губок и мелких цефалопод.

Рассмотренные отложения нижней перми на большей части территории Южного Приуралья перекрываются соленосным комплексом кунгура.

С относительно приподнятых участков востока Русской плиты поверхность подсолевого ложа повсеместно регионально погружается в сторону Южного Приуралья. В верхней части этого регионального наклона намечается резко выраженный меридиональный бортовой уступ, прослеживаемый от Каратауского выступа на севере до г. Оренбурга на юге. Южнее последнего он изменяет свое направление на юго-западное и непосредственно переходит в субширотный уступ северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. Бортовой уступ Южного Приуралья совпадает с гравитационной ступенью. Его амплитуда по поверхности подсолевого ложа достигает 800—1000 м, а углы наклона этой поверхности — 10—15° (Грачевский и др., 1967; Хатьянов, 1964, 1976). К востоку от бортового уступа поверхность подсолевого ложа продолжает погружаться до минус 3—3,5 км. В целом это погружение вырисовывает крупный структурный залив (Бельская впадина в общепринятом понимании), шарнир которого наклонен с севера на юг. В этом же направлении наблюдается его постепенное расширение. Северным ограничением Бельского структурного залива является Каратауский выступ докембрия. К югу от широты Оренбурга он раскрывается в Прикаспийскую впадину. Бельский структурный залив осложнен ваннами, из которых наиболее глубокой является крайняя южная. В ее пределах сейсмический горизонт П₁, расположенный близ поверхности подсолевых отложений, залегает на глубине 5—5,2 км. Восточная часть Бельского структурного залива осложнена принадвиговыми складками (Казанцев, 1974). На севере, по мере его общего сужения, принадвиговые складки постепенно приближаются к западному бортовому уступу. С запада на восток наблюдается усложнение их морфологии (Казанцев, 1974).

В широтном сечении Южного Приуралья верхнепалеозойский подсолевой комплекс пород представляет собой сложное сочетание разнофациальных тел горных пород неодинаковой мощности. На крайнем западе его слагает многосотметровая толща мелководных известняков, ограниченных с востока узкой полосой биогермных массивов, в пределах которой мощность рассматриваемого комплекса отличается несколько повышенными значениями (до 1 км). К востоку от биогермных массивов проходит полоса маломощных (первые десятки метров) депрессионных карбонатно-глинистых отложений. Переход к ней и образует меридиональный бортовой уступ. В подстилающих известняках среднего карбона ему соответствует очень пологая флексура. Депрессионные фации от полосы биогермных массивов постепенно к востоку увеличиваются в мощности, которая на расстоянии нескольких десятков километров достигает уже первых сотен метров. Отсюда наблюдаются более резкое увеличение мощности подсолевого верхнего палеозоя и смена состава пород терригенным комплексом. По всем широтным сечениям вырисовывается острый клин верхнепалеозойской сероцветной морской нижней молассы, постепенно раздувающийся к востоку до 3 км и более. Здесь он по тектоническим контактам сопряжен с более древними отложениями или аллохтонными пластинами разновозрастных образований (Королук и др., 1976; Соколов и др., 1976). Никаких признаков барьерных ограничений, с которыми могло быть связано утонение мощности пород с востока на запад, не зафиксировано.

Приведенный материал показывает, что наибольшая мощность подсолевых верхнепалеозойских пород распространена на востоке, где они представлены наиболее грубыми терригенными фациями. Затем к западу протягивается полоса маломощных тонких карбонатно-глинистых отложений, сменяемая биогермными массивами и органогенными известняками умеренной мощности. Указанная зональность осадков всегда палеогеографически расшифровывалась как смена мелководных условий западного побережья Уральской горной системы узким глубоководным бассейном и вновь обширным мелководьем территории Русской плиты. Однако такая палеогеографическая интерпретация не может объяснить, по каким причинам мощный поток обломочного материала, сносимого с Урала, не достигал наиболее глубоких частей бассейна, хотя расстояние до них не превышало нескольких десятков километров. Действительно, в более южных районах (широтное течение р. Эмбы) мощный уральский обломочный материал проникал на запад на гораздо большие расстояния. Так, на площадях Кенкияк и Шубаркудук мощные толщи (свыше 1 км) терригенных пород докунгурской нижней перми распространены более чем на 100 км от областей источников сноса, и никаких признаков маломощных депрессионных отложений здесь не обнаружено (Яншин и др., 1975).

На основании изложенных материалов можно предложить новый вариант палеогеографической реконструкции (рис. 2). Позднепалеозойские биогермные массивы определяли бровку западного континентального склона. От бровки дно позднепалеозойского бассейна продолжало погружаться к востоку. Наиболее глубокая его часть, вероятно, была непосредственно прижата к западному побережью Уральского горного сооружения. Поток обломочного материала с Урала сносился в бассейн и накапливался прежде всего в его центральной, наиболее глубоководной, части и вдоль ее восточного склона. Прогибание, компенсирующее растущее горное сооружение, и изостатическое погружение за счет веса накапливавшихся осадков приводило к образованию своеобразного отстойника, аккумуляровавшего влекомый по дну бассейна терригенный материал. Поэтому последний не мог далеко проникнуть вверх по востанию пологого западного континентального склона, и он явился естественным барьером, ограничивавшим распространение обломочного материала на запад. Мелководный карбонатный комплекс Русской плиты отлагался только на акватории шельфа. На континентальном склоне и у его подножия вследствие иных биомических условий мелководные карбонатные осадки не накапливались. Таким образом, западный континентальный склон глубоководного бассейна Южного Приуралья явился зоной, где, с одной стороны, не могли формироваться мелководные известняки, а с другой — сюда не достигал поток уральского терригенного материала. В результате эта зона стала ареной накопления тонкого пелитоморфного взвешенного терригенного и карбонатного однородного материала, который мог образовать только маломощные отложения. По-видимому, большая крутизна континентального склона на севере и меньшая на юге предопределила расширение площади распространения маломощных депрессионных фаций в этом направлении. Следовательно, более «мелководный» литологический облик многокилометровых толщ нижней молассы и более «глубоководный» облик маломощных депрессионных отложений связан в действительности не с глубиной бассейна, а обусловлен их положением по отношению к источнику сноса. Основная центральная полоса мощных, но более грубых моласс была также депрессионной. Они накапливались в наиболее глубокой части бассейна, но в непосредственной близости от источника сноса, тогда как маломощные тонкодисперсные илы отлагались в его более приподнятых частях. Лишь крайние восточные выходы наиболее грубых частей нижней молассы, залегающие в настоящее время в виде аллох-

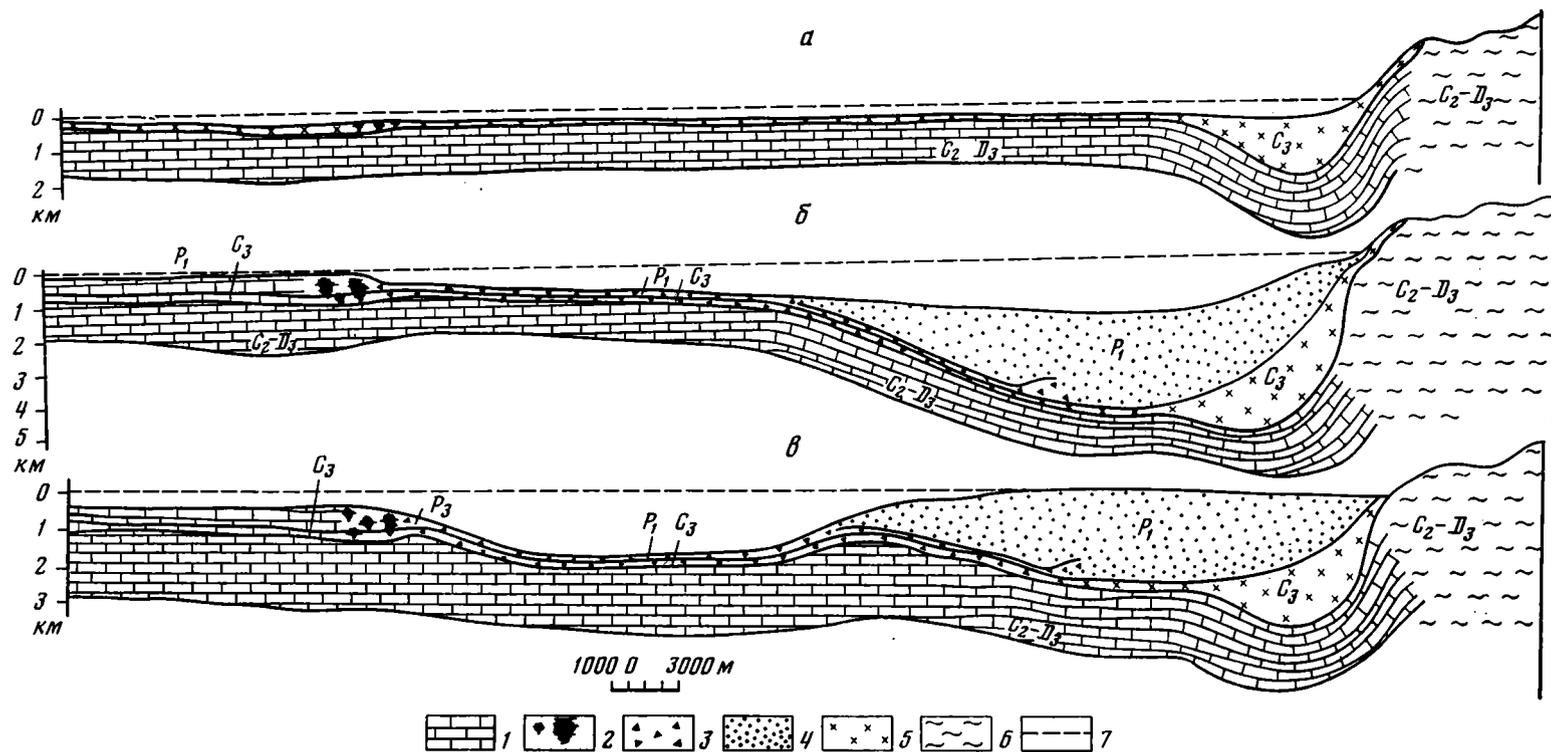


Рис. 2. Принципиальный палеотектонический разрез по линии II—II (см. рис. 1)

a — к концу позднекаменноугольного времени, *б* — к концу артинского времени, *в* — к началу кунгурского времени.

Формации: 1 — карбонатная мелководная, 2 — биогермных массивов, 3 — маломощная депрессионная карбонатно-глинистая, 4 — сероцветная морская нижняя моласса, 5 — флиш, 6 — флиш, отдаленно-кремнистая, граувакко-сланцевая, 7 — водная поверхность бассейна. Стратиграфические индексы указывают возраст формаций

тонных пластин, по-видимому, образовывались в условиях мелководья узкой полосы восточного шельфа.

Уральский обломочный материал постепенно проникал все дальше на запад, погребал депрессионные осадки поднимавшегося в эту сторону дна бассейна. Ось компенсационного опускания Предуральского краевого прогиба во времени также смещалась к западу². Все это привело к последовательному сокращению ширины площади накопления маломощных депрессионных фаций каждого последующего стратиграфического подразделения. К югу от района изменения простирания континентального склона на широтное уральский обломочный материал проникал на запад на многие сотни километров, формируя мощные клинья терригенных пород.

Развитие территории Южного Приуралья теснейшим образом связано с формированием палеозойской Прикаспийской впадины. На территории последней в среднем и позднем палеозое существовал обширный глубоководный бассейн (Яншин и др., 1977). Он возник за счет нескольких импульсов интенсивных кратковременных опусканий. На территорию Южного Приуралья указанные погружения проникли только в позднем карбоне. Они создали сравнительно узкий глубоководный залив, который на западе от обширных шельфовых акваторий был отделен континентальным склоном. На востоке опускания, создавшие Южно-Приуральский залив Прикаспийского глубоководного бассейна, смыкались с погружением, которое было вызвано формированием краевого прогиба, компенсировавшего растущее Уральское горное сооружение.

Видимо, развитие краевого прогиба способствовало проникновению в Приуралье кратковременных прикаспийских опусканий. Вследствие этого на широте г. Соль-Илецка их ориентировка сменялась на меридиональное направление, и они в виде сравнительно узкой полосы проникли далеко на север, вызвав образование Бельского структурного залива и даже проникнув в южную часть Юрюзано-Сылвинской впадины, где также имеются маломощные депрессионные фации докунгурского верхнего палеозоя (Наливкин, 1950; Проблема тектоники..., 1973). Кратковременные прикаспийские опускания и прогибание краевого прогиба привели к образованию на территории Южного Приуралья единого глубоководного бассейна, в восточной части которого формировалась многокилометровая серия терригенных осадков.

Предкунгурское поднятие Урала приподняло мощную линзу флиша и нижней молассы на его западном склоне, вследствие чего осевая зона кунгурского бассейна сместилась на запад и совпала с пологой частью докунгурского континентального склона, где были распространены маломощные депрессионные фации более древних отложений. В кунгуре и поздней перми глубоководный залив Южного Приуралья, как и основной Прикаспийский бассейн, были полностью компенсированы соленосными и терригенными осадками.

Приведенный материал показывает, что появление подсолевых верхнепалеозойских маломощных депрессионных фаций на территории Южного Приуралья было связано с проникновением в северном направлении глубоководного Прикаспийского бассейна. Прикаспийские кратковременные опускания и погружение Предуральского краевого прогиба создали единую синклинальную зону, осевая и восточная части которой заполнились мощными сериями флиша и сероцветной нижней морской молассой верхнего карбона и докунгурской нижней перми.

² Следует подчеркнуть, что смещение во времени оси прогибания в сторону платформ характерно практически для всех краевых прогибов.

Литература

- Альжанов А. А., Грачевский М. М., Даумов С. Г., Ильин А. Ф., Чепегин А. Б., Шерметьева Г. А.* О результатах глубокого бурения на Северном борту Прикаспийской впадины в Уральской области.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1973, № 6.
- Буш Э. А., Быстрицкая П. М., Кузнецов В. Г., Рябченко Ф. М., Соколов В. Л., Шорников Б. Я.* Геологическое строение и объекты разведки на газ бортовой зоны Прикаспийской впадины в Нижнем Поволжье.— Геол. нефти и газа, 1968, № 5.
- Варенцов М. И., Дорошко С. М., Королюк И. К., Туманов П. А., Блукет О. А., Ботацкая Г. И., Меламуд Е. Л., Сидоров А. Д., Кириллова И. А., Чикмарев В. Г.* Сравнительная характеристика геологического строения и перспективы нефтегазоносности северных и южных впадин Предуральского краевого прогиба.— В сб.: Геология и нефтегазоносность Приуралья и западного склона Урала. М., «Наука», 1976.
- Геология СССР, т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область, часть I, геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Грачевский М. М., Ульмишек Г. Ф., Хатьянов Ф. И.* О барьерных рифах в Предуральском краевом прогибе.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Казанцев Ю. В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской части Предуральского прогиба. Автореф. канд. дис. БашНИИНефть, Уфа, 1974.
- Королюк И. К., Кириллова И. А., Меламуд Е. Л.* Южноуральская флишевая формация и перспективы нефтегазоносности западного обрамления Зилаирского флишевого трога.— В сб. Геология и нефтегазоносность Приуралья и Западного склона Урала. М., «Наука», 1976.
- Меламуд Е. Л.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинской части Предуральского краевого прогиба. Автореф. канд. дис. ИГИРГИ, М., 1975.
- Меламуд Е. Л.* Особенности тектоники и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинской части зоны передовых складок.— В сб.: Геология и нефтегазоносность Приуралья и Западного склона Урала. М., «Наука», 1976.
- Наливкин В. Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сыльинской депрессии.— Тр. ВНИГРИ, 1950, вып. 47.
- Проблема тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М., «Недра», 1973.
- Руженцев В. Е.* Основные фациальные зоны сакмаро-артинского комплекса на Южном Урале.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 1.
- Соколов В. Л., Гаркуша М. П., Голубева Э. В.* Элементы тектонического и нефтегазогеологического районирования Западного склона Южного Урала.— В сб.: Геология и нефтегазоносность Приуралья и Западного склона Урала. М., «Наука», 1976.
- Тимашева А. Н. К* тектонике Урало-Илекского междуречья Приуралья по данным сейсморазведки.— Тр. ВНИГРИ, Южно-Уральск, 1975, вып. 3.
- Хатьянов Ф. И.* О сочленении южной части Предуральского краевого прогиба с Прикаспийской впадиной и возможных рифах вдоль их бортов (в свете геофизических данных).— Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.
- Хатьянов Ф. И.* Прикаспийско-Предуральская впадина и глубоководный перикратонный морской бассейн геологического прошлого.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3.
- Хатьянов Ф. И., Тихонов В. А.* Рифы и тектоника Южного Предуралья.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.
- Хворова И. В.* Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.
- Шамов Д. Ф.* Существовал ли непрерывный барьерный риф в артинском бассейне Предуралья? — Лит. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Шахновский И. М., Шебалдин В. П., Русецкая Н. Н.* Тектоника и история формирования северо-западного борта Прикаспийской впадины.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 5.
- Шебалдин В. П.* Геологическое строение северо-западной части Прикаспийской впадины по материалам разведочной геофизики и бурения в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореф. канд. дис. Саратовский ун-т, 1974.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е.* Сравнительная характеристика истории возникновения и развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины.— В сб.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. Тез. докл. М., 1977.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г.* Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Яншин А. Л., Гридасов Ю. М., Дальян И. Б., Мулдакулов Г. Г., Посадская А. С., Трайнин Л. П., Шлезингер А. Е.* Структура палеозойского подсолевого комплекса востока Прикаспийской впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9.

УДК 551.242.3(234.85)

Г. М. ЛЕВИТАН

О НАЧАЛЕ ОРОГЕННОГО ЭТАПА В ГЕРЦИНСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ УРАЛА И НЕКОТОРЫХ ЕГО ОСОБЕННОСТЯХ, СУЩЕСТВЕННЫХ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Изучение формационного состава осадочных, вулканогенных и интрузивных образований восточного склона Урала и особенностей истории геологического развития этого региона приводит к выводу, что переход к орогенному этапу в герцинской эвгеосинклинали Урала с характерным комплексом сероцветных и красноцветных моласс и существенной перестройкой структурного плана произошел в позднем турне — раннем визе, а не в позднем палеозое, как это предполагалось ранее. Одновременное начало орогенного этапа на всей территории эвгеосинклинали, редуцированность горообразовательной стадии и связанное с этим почти полное отсутствие наземного вулканизма, громадный масштаб гранитного плутонического магматизма в конце позднеорогенной стадии обусловлены положением эвгеосинклинали между жесткими структурами и имеют существенное значение для металлогении золота.

Выявление особенностей истории геологического развития и магматизма складчатых областей, вызываемых изменениями режима тектонических движений на разных его этапах, имеет существенное значение для металлогении золота. Обусловлено это отчетливой связью золоторудных месторождений с конкретными магматическими формациями и комплексами, характерными для определенных этапов и стадий развития каждого региона (Билибин, 1955; Кузнецов, 1964; Шаталов, 1965; Муратов, 1968, и многие другие). При этом увеличивающимся с каждым годом приток новых материалов наряду с переосмысливанием имеющихся данных приводит к обновлению сложившихся представлений. Несмотря на систематические многолетние исследования и сравнительно высокую изученность, Урал не составляет в этом отношении исключения, что мы и попытаемся показать ниже.

О НАЧАЛЕ ОРОГЕННОГО ЭТАПА

Во всех современных работах, затрагивающих проблемы истории геологического развития герцинид Урала, в том или ином виде выделяются два крупнейших этапа — собственно геосинклинальный и орогенный, каждый из которых подразделяется дополнительно на различное количество стадий, соответствующих структурным ярусам (таблица). В то же время, несмотря на различные точки зрения по поводу длительности геосинклинального развития герцинид и временных границ отдельных стадий, все авторы единодушно относят начало орогенного (континентального, по А. В. Пейве и соавторам, 1972) этапа к среднему карбону.

Проводившееся нами изучение формационного состава осадочных, вулканогенных и интрузивных образований восточного склона Урала в связи с их золотоносностью позволяет утверждать, что переход к орогенному этапу развития в герцинидах Урала произошел существенно ранее (Левитан, 1976).

Имеющиеся детальные разработки последних лет (Пейве и др., 1972; Кривцов, 1972; Бородаевская и др., 1973, 1974; Иванов и др., 1975) убедительно показывают, что раннегеосинклинальная (океаническая, по А. В. Пейве) стадия, характеризующаяся преобладающими нисходящими движениями, обусловившими накопление вулканогенных образований недифференцированной, контрастной и непрерывной формаций базальтоидного ряда и элементарных к ним кремнистых и туфогенных глубоководных образований, продолжалась с ордовика до среднего девона. Завершение этой стадии не было одновременным и происходило последовательно с запада на восток, начиная с раннего силура в пределах Тагильского и Присакмарской зоны Магнитогорского синклинориев до среднего девона в более восточных зонах последнего (Восточно-Магнитогорская эвгеосинклиналь — А. И. Кривцова (1975)) и Урало-Тобольском антиклинории (рис. 1).

Ко второй половине раннегеосинклинальной стадии приурочено внедрение интрузий габбро-плагногранитной формации комагматических, по данным Л. В. Малаховой и Н. С. Чурилина (1972), отмеченным выше вулканитам контрастной и непрерывной формаций базальтоидов, продуктивных на колчеданное оруденение. Соответственно этому возраст габбро-плагногранитных интрузий также различен. В пределах Тагильского и Присакмарской зоны Магнитогорского синклинориев на основании геологических данных он определяется как силурийский, тогда как в восточной части

Сопоставление схем стадийности развития герцинской эвгеосинклинали Урала

Этап	Стадия	Соболев 1963, 1968, и др.	Херасков, Перфильев, 1963	Пронин, 1965	Яковлев и др., 1966	Пейве и др., 1972
Орогенный	Позднеорогенная	$C_3 - P$	$C_2 - T$	$C_3 n - P$	$P - T_1$	Континентальная стадия
	Раннеорогенная	$C_4 t_3 - C_1 n$ $D_3 - C_4 t_1$	$C_4 v_3 - C_1 n$ $C_4 t_3 - C_1 v_1$ $D_3 - C_4 t_1$ D_3	$C_4 v_2 - C_2 b$	$C_2 - C_3$ $D_3 - C_1$	$C_3 - P$ Переходная стадия $D_3 - C_1$
Геосинклинальный	Позднегеосинклинальная	$O - D_1$	$O - D_1; D_3$	$D_3 e - C_1 v_1$	$O - D_3$	Океаническая стадия $O - S_1; D_1; D_3$
	Раннегеосинклинальная	$O - D_1$	$S_3 - D_1$ $O - S$			

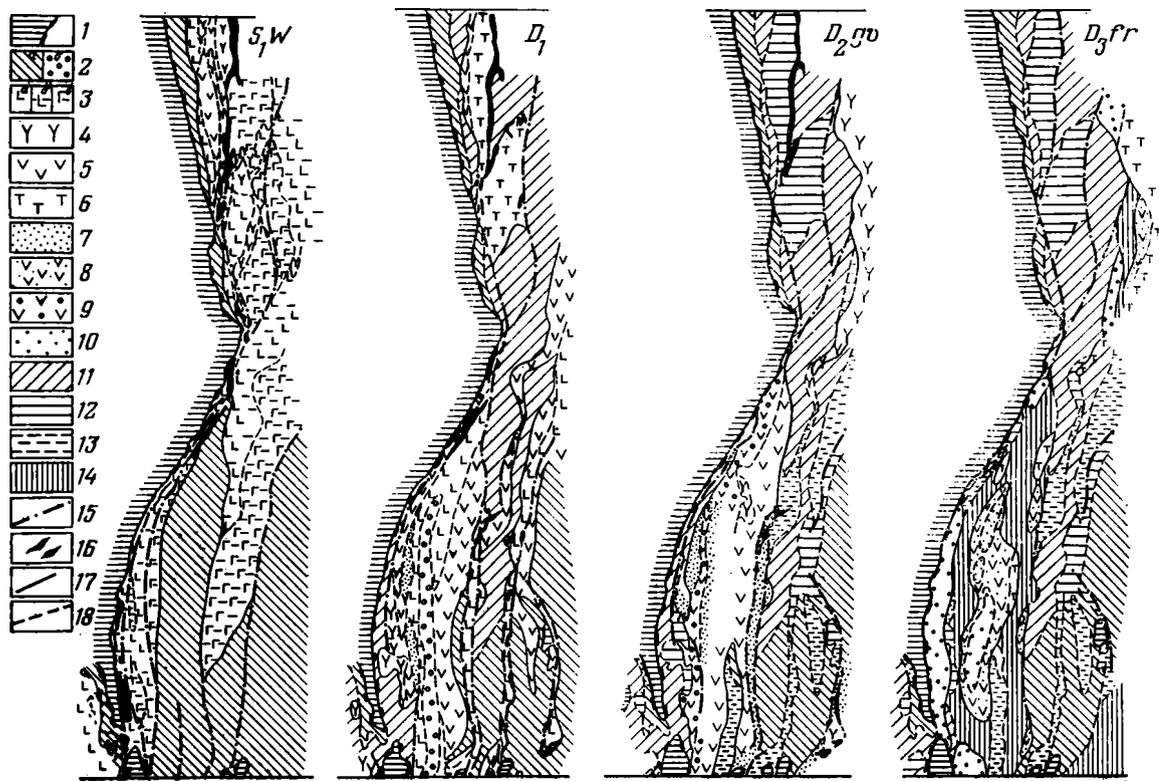


Рис. 1. Палеовулканические схемы восточного склона Урала. Составили: Г. М. Левитан, Н. А. Ершова, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай под редакцией М. Б. Бородаевской, масштаб 1 : 5 000 000

1 — выступы докембрийского основания, 2 — выступы нижнепалеозойского основания: а — невовлеченного в прогибание; б — частично вовлеченного в прогибание; 3—6 — позднеордовикско-раннекарбоновые вулканогенные формации: 3 — недифференцированная базальтовая; а — преимущественно вулканогенные образования, б — вулканогенно-осадочные образования, в — осадочные образования (кремнисто-глинистые); 4 — контрастная базальт-липаритовая и непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая нерасчлененные; 5 — базальт-андезит-базальтовая; 6 — трахизабальт-трахилипаритовая; 7—10 — девонско-раннекаменноугольные осадочные формации: 7 — турбидитные, 8 — вулканогенно-флишевые, 9 — вулканогенно-молассовые, 10 — граувакковые; 11—14 — зоны стабилизации: 11 — поственлокской, 12 — постранидевуонской, 13 — постэйфельской, 14 — постживетской; 15 — главные разломы; 16 — гипербазиты, 17 — границы прогибов, 18 — границы распространения формаций

Магнитогорского синклиория и Урало-Тобольском антиклинория — ранне- или среднедевонский.

Позднегеосинклинальная (переходная или островодужная, по А. В. Пейве и С. Н. Иванову) стадия характеризуется резкой дифференциацией тектонической обстановки с обособлением геоантиклинальных поднятий типа островных дуг и геосинклинальных прогибов. Начало ее знаменуется широким развитием вулканитов слабодифференцированной андезито-базальтовой формации (именновская свита Тагильского и ирендыхская — Магнитогорского синклиорияев). Позднее они сменяются местами базальт-андезит-дацитовыми вулканитами непрерывной формации.

Вторая половина позднегеосинклинальной стадии характеризуется относительной стабилизацией тектонических движений. Наиболее ранний из известных периодов стабилизации приходится, по данным А. И. Кривцова, на венлок. Середине этого времени отвечают толщи гравелитов и песчаников в основании именновской свиты, появляющиеся в западной части Тагильского синклиория, и мощные горизонты базальных конгломератов с галькой серпентинитов в Присакмарской зоне Магнитогорского синклиория. Таким образом, в середине венлока крайняя западная часть эвгеосинклинали выводится из режима прогибания. Режим стабилизации, продолжавшийся в пределах описываемой части региона и далее, смещаясь к востоку, обусловил появление трахибазальт-трахилипаритовых (с флишоидными образованиями и линзами известняков в основании) толщ позднего силура — раннего девона, развитых преимущественно в центральной части Тагильского синклиория. Залегают они с отчетливым несогласием на дислоцированных вулканитах натрового ряда, принадлежащих предшествующей раннегеосинклинальной стадии (Червяковский, 1972; Каретин, 1967, и др.). Аналогичные образования трахитоидного состава известны на отдельных участках и в пределах крайней южной части Присакмарской зоны Магнитогорского синклиория, где они, по данным Е. С. Контаря и В. Т. Тищенко, имеют девонский возраст.

В более восточных частях эвгеосинклинали режим стабилизации наступает позднее. Так, к западу от Центрально-Магнитогорской плиты, в пределах Западно-Магнитогорской зоны, он устанавливается по появлению фаций вулканогенной молассы в составе улутауской свиты живетского яруса. Аналогичные образования известны и на самом юго-востоке рассматриваемой территории.

К франскому времени режим стабилизации охватывает всю территорию эвгеосинклинали. В пределах Центрально-Магнитогорской плиты и к востоку от последней, в Амурско-Полоцкой зоне Магнитогорского синклиория, так же как и в Алапаевско-Теченской, Полтаво-Брединской и Прииргизской зонах Урало-Тобольского антиклинория он фиксируется появлением вулканогенно-флишевых толщ, а на отдельных участках — трахибазальт-трахилипаритовых вулканитов колтубанской свиты и ее аналогов.

Интенсивные поднятия, сменившие режим стабилизации, сопровождались внедрением интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой формации, характерных по М. В. Муратову (1968) именно для конца главного (т. е. собственного геосинклинального — Г. Л.) этапа развития геосинклинальных систем. Одновременно или несколько позднее в пределах остаточных прогибов происходит накопление граувакковых отложений зилаирской свиты (фамена — раннего турне) и ее аналогов. Характерно при этом, что в течение описываемого периода структурный план региона не испытывал существенных изменений и развитие отдельных структурно-формационных зон происходило в целом унаследованно от периода преимущественных прогибаний раннегеосинклинальной стадии.

Таким образом, из предшествующего описания видно, что, начавшись в силуре в самой западной части эвгеосинклинали, режим стабилизации и сменивших его поднятий, постепенно распространяясь на восток, охватывает к концу позднего девона всю ее территорию, что привело уже в начале турне к полному отмиранию эвгеосинклинального режима и консолидации земной коры.

По данным палеогеографических реконструкций (Смирнов, Смирнова, 1967), к началу позднего турне герцинская эвгеосинклиналь представляла собой поднятую область, т. е. по сути дела к этому моменту на месте эвгеосинклинальных прогибов сформировалось сводовое поднятие.

В позднем турне на фоне продолжающихся медленных поднятий в условиях отмеченной выше значительной консолидации региона происходит распадение сводового поднятия. Практически одновременно в пределах всего восточного склона Урала в это время начинается образование грабенообразных и мульдообразных просядок типа межгорных впадин различной формы и размера. Происшедшее изменение режима развития сказалось и на формационном составе осадков, выполняющих эти впадины.

Широкое распространение получают, по данным А. А. Пронина (1965, 1969), угленосные отложения, развитые преимущественно в пределах Алапаевско-Теченской и Полтаво-Брединской структурно-формационных зон и в меньших количествах в Свердловской зоне Урало-Тобольского антиклинория, а также в Центрально-Магнитогорском наложенном прогибе, Ащebutакской, Учалинской и Присакмарской зонах Магнитогорского синклинория. На отдельных участках межгорных впадин, которые в этот период представляли собой неглубокие морские проливы, угленосные формации замещаются флишоидными. Последние характерны, например, для западной части Алапаевско-Теченского погружения, тогда как в восточной развиты угленосные отложения.

Для угленосных отложений характерны: 1) периодическая (ритмическая) повторяемость типов осадков — песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; 2) однородный кремнисто-кварцевый состав обломочных пород, 3) слабая сортировка обломков по крупности и их слабая окатанность, 4) наличие многочисленных пластов угля. Все это свидетельствует о континентально-лагунном и дельтовом характере фаций. Этот вывод подтверждается и Г. А. Смирновым (1967), который считает, что угленакопление происходило в условиях островного мелководья при широком развитии прибрежно-морских, дельтовых и болотных фаций.

В отложениях флишоидных фаций (Пронин, 1969) характерно присутствие малоустойчивых пород и минералов в обломках (полевые шпаты, хлориты, глинистые сланцы, известняки), а также несовершенная окатанность материала и неоднородность его гранулометрического состава, свидетельствующие о местном характере сноса и накопления осадков в небольших межгорных впадинах.

Мощность угленосных отложений позднего турне — раннего визе колеблется от 650 (Алапаевский район) до 1100—1200 м — в окрестностях Брединского и Бородиновского месторождений (Полтаво-Брединский прогиб). При этом намечается некоторое увеличение их мощности на Южном Урале по сравнению со Средним.

Менее характерны в этот период встречающиеся на ограниченных площадях континентальные пестроцветные, карбонатные и вулканогенные формации.

Наиболее активная вулканическая деятельность в позднем турне и визе проявилась в Центрально-Магнитогорском наложенном прогибе, где продукты основного и кислого вулканизма прослеживаются в пределах восточной части этой структуры на протяжении около 300 км. Проявления вулканизма в этот период известны также в Алапаевско-

Теченском (основные эффузивы) и Брединском (туфогенные полимиктовые песчаники) районах.

Среди вулканогенных пород преобладают производные базальт-трахипаритовой формации, отличающиеся от аналогичных пород предшествующих стадий развития несколько повышенной щелочностью, а также калинатровой базальт-липаритовой формации. Реже встречаются порфириты базальт-андезит-базальтовой формации. Для большинства вулканитов характерно порфировое строение и краснокаменные изменения, свидетельствующие о наземном характере излияний.

В среднем и позднем визе в пределах тех же грабенов и межгорных впадин почти повсеместное развитие получают известняки, залегающие на подстилающих породах трансгрессивно, но без несогласия. Они представлены преимущественно органогенно-детритусовыми и мелкообломочными разностями. Мощность их обычно не превышает 400—800 м. Это дало основание Г. А. Смирнову (1957) утверждать, что во время визейской трансгрессии описываемая территория, хотя и была перекрыта морем, но не испытывала значительных опусканий и обладала таким типом тектонического режима, который свойствен лишь платформенным областям. Однако и в этот период на отдельных участках (в частности, на севере Полтаво-Брединской грабен-синклинали) происходили наземные излияния эффузивов основного и среднего, вплоть до дацитов, состава.

В пределах отдельных прогибов накопление известняков продолжалось и в намюре. Завершается этот цикл осадконакопления в башкирское время глинистыми и углистыми сланцами, известковистыми и полимиктовыми песчаниками с тонкими пластами известняков. Мощность башкирских отложений не превышает 100 м (Алапаевско-Теченский прогиб).

В целом весь комплекс позднеурнейско-башкирских образований представляет собой типичную сероцветную молассу, характерную, по данным А. А. Богданова (1962), А. А. Моссаковского (1965, 1975), А. Л. Яншина (1965) и других исследователей, для ранних стадий орогенного этапа развития.

Грабены и мульдообразные межгорные прогибы, выполненные описываемым комплексом пород, не наследуют структурный план предшествующих этапов геосинклинального развития. Они формируются либо по границам крупных структурно-формационных зон, либо накладываются одновременно на несколько зон различного времени стабилизации (рис. 2). Так, например, Амурско-Полоцкая грабен-синклинали на Южном Урале образовалась на границе Магнитогорского синклинория и Урало-Тобольского антиклинория. Аналогичную позицию, по данным Д. С. Вагшаль и Д. А. Двоглазова, на Среднем Урале имеют узкие грабены, выполненные карбовыми отложениями и развитые вдоль зоны Первомайского глубинного разлома, служившего границей Тагильского синклинория с тем же Урало-Тобольским антиклинорием.

Типичной наложенной структурой является Полтаво-Брединская грабен-синклинали. Западное ее крыло наложено на Челябинско-Суундукский антиклинорий, а восточное — на Восточно-Уральский синклинорий. По данным И. Д. Соболева (1969), в присевых частях грабен-синклинали породы почти не смяты. Основными складчатыми формами здесь являются крупные обособленные удлиненные синклинали с пологими крыльями, разделенные менее четко выраженными антиклиналями. Только в прибортовых частях этой структуры породы смяты в приразломные складки. Практически на всем ее протяжении верхнетурнейские отложения залегают с размывом и азимутальным несогласием на девонских и более древних породах, имея свой структурный план, совершенно отличный от структурного плана более древних толщ.

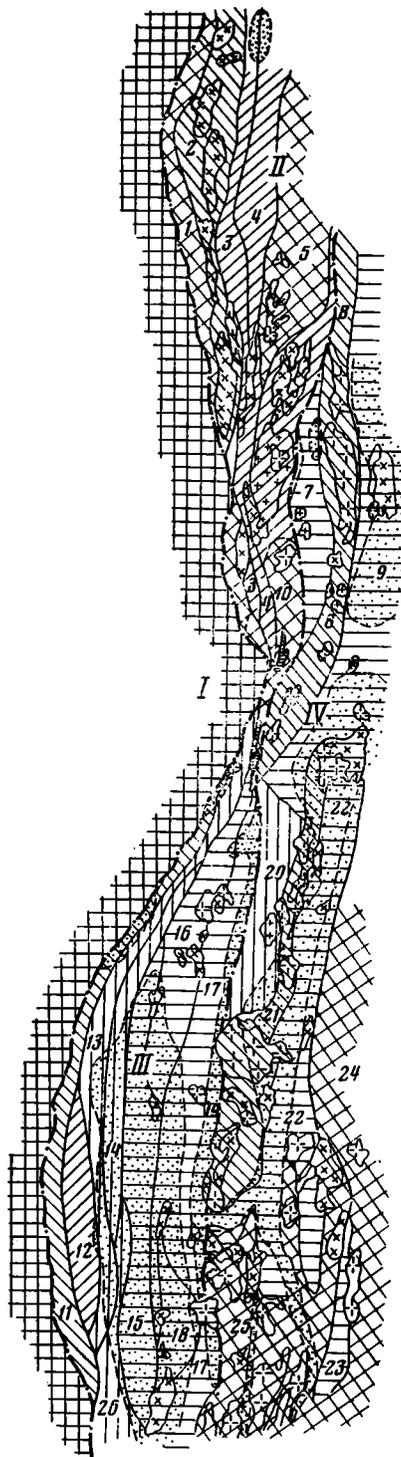


Рис. 2. Схема размещения прогибов орогенного этапа развития герцинид восточного склона Среднего и Южного Урала. Составил Г. М. Левитан при участии Н. А. Ершовой, А. И. Кривцова, Е. П. Ширая

1 — выступы докембрийского основания уралид; 2 — зоны устойчивых поднятий с выходами досреднеордовикских образований; 3—6 — структурно-формационные зоны геосинклинального этапа развития различного времени стабилизации: 3 — поственлокские, 4 — послераннедевонские, 5 — послезиветские, 6 — послефранские; 7 — впадины и прогибы орогенного этапа развития; 8—12 — формационные типы интрузий: 8 — геосинклинальные габбро-плагиогранитные и габбро-диорит-гранодиоритовые, 9 — раннеорогенные габбро-гранитные, 10 — адамеллит-плагиогранитные, 11 — гранитоидов пестрого состава, 12 — позднеорогенные гранитные, 13 — нефелиновых сиенитов; 14 — границы синклинориев и антиклинориев (цифры на схеме): I — антиклинорий Уралтау, II — Тагильский синклинорий, III — Магнитогорский синклинорий; IV — Урало-Тобольский антиклинорий; 15 — границы структурно-формационных зон (цифры на схеме): 1 — Западно-Тагильская, 2 — Тарньерско-Кабанская, 3 — Черемухово-Исовская, 4 — Красноуральско-Дегтярская, 5 — Верхотурская, 6 — Невьянская, 7 — Свердловская, 8 — Сосьвинско-Коновская, 9 — Алапаевско-Теченская, 10 — Сысертско-Ильменогорская, 11 — Прикамская, 12 — Тубинско-Гайская, 13 — Иренинская, 14 — Истамгуловская, 15 — Центрально-Магнитогорская, 16 — Верхнеуральская, 17 — Гумбейско-Нагайбакская, 18 — Ашебутакская, 19 — Амурско-Полоцкая, 20 — Арамилско-Сухтелинская, 21 — Челябинско-Суундукская, 22 — Полтаво-Брединская, 23 — Джетыгаринская, 24 — Зауральская, 25 — Кумакская, 26 — Западно-Мугоджарская; 16 — границы впадин и прогибов орогенного этапа

Г. А. Смирнов (1967) отмечает, что на всем восточном склоне Урала позднеуральские отложения имеют базальные слои, представленные либо полимиктовыми конгломератами, либо грубогравийными образованиями, залегающими несогласно на различных более древних комплексах.

Все это дало основание А. А. Пронину (1965) утверждать, что во время ранневизейской тектонической фазы произошла наиболее существенная в границах варисцийского цикла перестройка структурного плана Уральской геосинклинальной области. Примерно к этому же времени (послетульское время) приурочено, по мнению И. Д. Соболева (1969), начало формирования Предуральяского краевого прогиба.

Интрузивный магматизм, широко проявленный в этот период, по характеру отличается от магматизма предшествующих этапов развития. В Магнитогорском синклинории происходит формирование интрузий габбро-гранитного формационного типа, имеющих, по данным Г. Б. Ферштатера (1966), ранневизейский возраст. В то же время в пределах Урало-Тобольского антиклинория и прилегающих к нему участков Тагильского синклинория происходит внедрение крупных массивов адамеллит-плагиогранитного (Ершова, Левитан, 1974) формационного типа, имеющих радиологический возраст 320—310 млн. лет. По своему характеру и положению в истории развития уральд последние очень близки интрузиям формации гранодиоритовых батолитов, относимых Ю. А. Кузнецовым (1964) к раннеорогенной стадии развития складчатых областей.

Восходящие движения, усилившиеся в позднебашкирское время, привели к резкому сокращению областей осадконакопления, которое продолжалось только в отдельных небольших прогибах. При этом отложения московского яруса представлены преимущественно пестроцветными континентальными образованиями. Так, в средней части Центрально-Магнитогорского наложенного прогиба накапливались (Пронин, 1965) маломощные толщи полимиктовых конгломератов и песчаников. В Алапаевско-Каменской зоне в отдельных мульдах формировались маломощные преимущественно континентальные отложения. По данным А. А. Пронина, среди них выделяются фации: а) углистых и глинистых сланцев, переходящие вверх по разрезу во флишеидные толщи с чередованием глинистых сланцев, полимиктовых песчаников и тонких прослоев известняков, б) красноцветных полимиктовых конгломератов и песчаников, в) граувакковых песчаников и конгломератов. Мощность их составляет первые десятки метров.

Характерно, что в подавляющем большинстве случаев разнообразные по фациальному составу отложения московского яруса залегают на карбонатных породах башкирского яруса, реже — на породах намура и визе. Следовательно, они накапливались в тех же мульдах и, несмотря на отмеченный А. А. Прониным повсеместный перерыв в основании московского яруса, нет никаких оснований говорить об изменении в этот период структурного плана геосинклинальной области.

В позднем карбоне осадконакопление прекращается практически повсеместно. По данным А. А. Пронина (1965), пермские аргиллиты с флорой хвойных обнаружены на р. Багаряк. Кроме того, континентальные отложения, содержащие комплекс пыльцы и спор пермского типа, известны в Магнитогорском районе.

Описываемый комплекс среднекарбонных — пермских отложений представляет собой типичную красноцветную молассу позднеорогенной стадии развития (Моссаковский, 1975 и др.) и отличается от аналогичных комплексов других регионов лишь незначительной мощностью.

Магматизм этого периода проявился очень широко, но только в интрузивных фациях. Именно в позднем палеозое происходит внедрение громадных масс гранитов и аляскитовых гранитов, образующих цепочки интрузий преимущественно в пределах зон поднятий Урало-Тобольского мегантиклинория и реже в прибортовых частях Магнитогорского синклинория. Многочисленные определения радиологического возраста (280—270 млн. лет) свидетельствуют о пермском возрасте пород.

Завершается интрузивная деятельность внедрением нефелиновых сиенитов (миаскитов) ильменогорского и вишневогорского комплексов, имеющих возраст 250—230 млн. лет и свидетельствующих о практически полной консолидации региона и наступлении субплатформенного режима.

Комплекс приведенных выше данных можно суммировать следующим образом:

1. Изменение режима тектонических движений обусловило появление в позднем турне — начале визе практически одновременно на всей территории эвгеосинклинали комплекса терригенных отложений, представляющих собой сероцветные молассы.

2. Одновременно произошла смена характера вулканических и интрузивных образований. Среди первых начали преобладать наземные вулканы базальт-андезит-базальтовой и базальт-трахилипаритовой формации, среди вторых — аналоги формации гранодиоритовых батолитов.

3. На этом рубеже произошла наиболее существенная в пределах варисийского цикла перестройка структурного плана геосинклинальной области, были сформированы приразломные грабен-синклинали и межгорные наложенные прогибы, а по границе с Восточно-Европейской платформой началось формирование Предуральского краевого прогиба.

Все это позволяет утверждать, что именно этот рубеж, т. е. позднее турне — раннее визе, следует считать началом орогенного (континентального) этапа развития герцинид Урала и превращения геосинклинальной области в складчатую.

4. Раннеорогенная стадия с характерным комплексом терригенных, вулканогенных и интрузивных образований продолжалась вплоть до башкирского времени.

5. Следующий рубеж намечается на границе башкирского и московского ярусов, когда вновь происходит смена формационного состава терригенных отложений и магматических образований. С начала московского времени в разрезе остаточных межгорных прогибов и впадин резко преобладают красноцветные, преимущественно грубообломочные образования, представляющие собой типичную красноцветную молассу. В начале перми после полного прекращения осадконакопления происходит массовое внедрение гранитных интрузий калиевого ряда.

6. Отсутствие в среднем карбоне восточного склона Урала сероцветных моласс и унаследованное от раннекарбонного времени положение небольших межгорных впадин, т. е. отсутствие в этот период перестройки структурного плана, противоречит устойчивым представлениям о том, что начало орогенного этапа в герцинидах Урала приурочено к среднему карбону. Весь комплекс имеющихся данных позволяет утверждать, что терригенные и интрузивные образования среднего карбона — перми типичны для позднеорогенной стадии развития геосинклинальных областей.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРОГЕННОГО ЭТАПА ГЕРЦИНСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ УРАЛА

В пределах герцинид восточного склона Урала достаточно отчетливо проявились все три стадии эпигеосинклинального орогенного этапа, типоморфные, по А. А. Моссаковскому (1965, 1968, 1975), для геосинклинальных (складчатых) областей: 1) стадия нижних морских моласс (позднее турне — раннебашкирское время среднего карбона), 2) горобразовательная стадия (конец башкирского времени) и 3) стадия верхних (континентальных) моласс — московское время среднего карбона — пермь.

Однако существуют некоторые специфические черты орогенного этапа, отличающие Урал от других складчатых областей.

Первая из них заключается в том, что орогенный этап в описываемом регионе начался, как было показано, в позднем турне, т. е. существенно ранее, чем в большинстве варисцийских складчатых областей Евразии, таких, как Северный Кавказ, Джунгаро-Балхашская и Иртыш-Зайсанская области, Центральная Монголия и т. д. Только в пределах юго-западных частей Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон Центральной Европы и Внешней (северной) зоны Южной Монголии (Моссаковский, 1975) в позднем турне — визе формируются отдельные наложенные впадины и прогибы, выполненные комплексами терригенных отложений нижней молассы. Однако период главной складчатости во всех перечисленных областях с последующей структурной их перестройкой, по данным А. А. Моссаковского, произошел в среднем карбоне, т. е. не до, а после формирования нижних моласс. В этом заключается вторая существенная особенность орогенного этапа герцинид Урала.

Действительно, как было показано, на всем протяжении восточного склона Среднего и Южного Урала, т. е. на расстоянии более 1000 км, стадия нижних морских моласс началась практически одновременно в позднем турне — раннем визе накоплением угленосных отложений. При этом орогенные движения охватили зоны самой различной по времени стабилизации: от раннего силура на западе до позднего девона — раннего турне на востоке, а возникшие в этот момент приразломные грабен-синклинали и межгорные прогибы накладываются на самые разнообразные структурно-формационные зоны Тагило-Магнитогорского синклинория и Урало-Тобольского антиклинория.

Таким образом, постепенное отмирание геосинклинального режима и формирование «гранитной» коры в герцинской эвгеосинклинали Урала происходило в позднегеосинклинальную (переходную или островодужную, по А. В. Пейве) стадию собственно геосинклинального этапа развития. После чего вся описываемая область вступает в заключительный, орогенный этап своего развития.

Этот вывод полностью согласуется с представлениями М. В. Муратова, который считает, что «началом заключительного (т. е. орогенного — Г. Л.) этапа геосинклинального развития следует считать заложение межгорных впадин, которые возникают в пределах всей (подчеркнуто нами — Г. Л.) поднятой к этому времени системы геосинклинальных прогибов вместе с разделяющими их срединными массивами и антиклинориями» (1968, стр. 16).

На одновременность формирования гранитной коры в пределах разных частей внутриконтинентальных складчатых областей, в том числе и Урала, обратили внимание недавно А. В. Пейве с соавторами (1972). Правда, по мнению этих исследователей, переход к континентальному (орогенному) этапу развития, обусловленный завершением формирования «гранитной» коры, произошел на Урале только в среднем карбоне (см. таблицу), когда орогенный режим с характерными терригенными и вулканогенными образованиями красноцветной молассы распространился к востоку от Урало-Тобольского антиклинория в пределы Валерьяновской и Боровской структурно-фациальных зон Кустанайского прогиба. Однако сопоставление формационного состава отложений, выполняющих прогиб, и развитых в его пределах магматических образований с сопредельными структурами Урала и Казахстана показывает, что по характеру отложений, особенностям магматизма и истории геологического развития эта структурно-формационная зона гораздо ближе каледонидам Центрального Казахстана, чем герцинидам Урала. Следовательно, это дает основание еще раз подчеркнуть, что в собственно Уральской герцинской эвгеосинклинали переход к орогенному этапу

развития произошел в позднем турне одновременно на всей ее территории.

Третьей особенностью орогенного этапа описываемого региона является редуцированность второй (горообразовательной) стадии. Поднятия конца башкирского времени, хотя и охватили всю территорию, выведя ее из-под уровня моря, но были весьма кратковременными и, видимо, малоамплитудными. Об этом свидетельствует крайне незначительная мощность верхних красноцветных моласс, формировавшихся в третью, заключительную стадию орогенного этапа, составляющая всего первые десятки метров. Скорее всего именно редуцированность горообразовательной стадии обусловила отсутствие синхронных поднятиям орогенных вулканоплутонических ассоциаций и наземного орогенного вулканизма, характерного для большинства не только герцинских, но и каледонских и мезозойских геосинклинальных (складчатых) областей.

Практически полное отсутствие позднеорогенного магматизма, так же как и небольшие мощности не только верхних красноцветных, но и нижних сероцветных моласс, связанное с малоамплитудностью орогенических движений, вызвано, вероятно, положением Уральской геосинклинальной области между жесткими структурами Восточно-Европейской платформы на западе и Западно-Сибирской плиты, а южнее — каледонид Казахстана на востоке. Близкая точка зрения высказана А. А. Моссаковским (1975), одним из первых подчеркнувшим эту особенность для Урала. Он пришел к выводу о том, что вулканические орогенные ассоциации развиваются только в тех геосинклинальных областях или в тех частях последних, к которым непосредственно примыкают более молодые эвгеосинклинальные зоны.

Не исключено, что с жесткостью окружающих Уральскую геосинклинальную область структур и более ранним, чем в других регионах, формированием гранитной коры, а следовательно, и большей ее мощностью к концу орогенного этапа связана еще одна, четвертая особенность орогенного этапа рассматриваемого региона — громадный масштаб гранитного плутонического магматизма в конце позднеорогенной стадии. По своему типу это отчетливо калиевые граниты и аляскитовые граниты, слагающие крупные батолиты площадью до 1,5—2 тыс. км² и мощностью по геофизическим данным до 10—12 км. Пояс этих интрузий протягивается вдоль всего Урало-Тобольского антиклинория от Среднего Урала до Мугоджар более чем на 1500 км, а отдельные крупные массивы известны в Тагило-Магнитогорском синклинории. Такой тип гранитоидного магматизма характерен не для эвгеосинклинальных, а скорее — многоэвгеосинклинальных (Кузнецов, 1964) областей с мощными терригенными песчано-сланцевыми толщами или областей тектоно-магматической активизации сиалического профиля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отмеченные выше тектонические особенности орогенного этапа развития герцинской эвгеосинклинали Урала имеют существенное значение для металлогении золота и закономерностей размещения золоторудных месторождений.

Прежде всего приведенные данные позволяют утверждать, что известные, собственно, золоторудные месторождения Урала, парагенетически связанные с интрузиями адамеллит-плагιοгранитной формации раннего карбона (Левитан и др., 1976), формировались в процессе раннеорогенной, а не позднеэвгеосинклинальной стадии развития. Тем самым подтверждается высказанное нами (Бородаевский, Левитан, 1974) положение о том, что в складчатых областях фанерозоя вне зависимости от типа металлогенических провинций (фемический, фемическо-сиали-

ческий, сналический) и их возраста основные стадии проявления золоторудной минерализации приурочены преимущественно к орогенному этапу развития. Соответственно этому в качестве одного из важнейших магматических критериев поисков золота следует считать выявление интрузий адамеллит-плагногранитной формации.

Весьма существенное значение для металлогении золота имеет, по нашему мнению, редуцированность горообразовательной стадии и связанное с этим отсутствие наземного орогенного вулканизма, обусловившее отсутствие на Урале условий для формирования близповерхностных месторождений золото-серебряной формации, широко развитых в других варисцийских складчатых областях, с интенсивным проявлением вулканизма на поздних стадиях орогенного развития этих регионов.

Последняя из рассмотренных выше особенностей орогенного этапа герцинской эвгеосинклинали Урала — громадный масштаб проявления гранитного плутонического магматизма — не имеет прямого отношения к металлогении золота, так как интрузии эти практически не золотоносны и обладают редкометальной специализацией (Ферштатер, Бородин, 1975; Грабежев, 1975, и др.). Но само по себе появление гранитоидов с редкометальной специализацией в эвгеосинклинальных областях представляет большой общеметаллогенический интерес и требует специального рассмотрения.

Изложенные материалы об особенностях орогенного этапа герцинской эвгеосинклинали Урала подтверждают справедливость представлений, высказанных в работе А. В. Пейве, А. С. Перфильева, С. В. Руженцева и А. А. Моссаковского (1972) о специфическом стиле развития внутриконтинентальных геосинклинальных областей, которые несомненно должны учитываться при металлогеническом анализе.

Литература

- Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А. А.* О некоторых проблемах тектоники Европы 2-я статья.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1962, № 2.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И.* Общая характеристика размещения колчеданных месторождений, их вещественного состава и связей с магматическими формациями силуро-девонского возраста.— Тр. ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И.* О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
- Бородаевский Н. И., Левитан Г. М.* Некоторые закономерности размещения золоторудных месторождений в провинциях фанерозойских складчатых областей.— Сов. геология, 1974, № 9.
- Грабежев А. И.* Поведение фтора при становлении рудоносных гранитоидных массивов Восточно-Уральского поднятия.— Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ СССР, Свердловск, 1975, вып. 122.
- Ершова Н. А., Левитан Г. М.* Особенности гранитоидных формаций восточного склона Среднего и Южного Урала в связи с их золотоносностью. Тез. докл. III Уральского петрограф. совещ. вып. 2. Свердловск, 1974.
- Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М.* Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1.
- Каретин Ю. С.* Новая схема развития силурийского вулканизма северной части Среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 5.
- Кривцов А. И.* Вулканизм и колчеданное оруденение юго-восточной части Башкирского Урала.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Кривцов А. И.* Палеовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. Автореф. докт. дис. Москва, ЦНИГРИ, 1975.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Левитан Г. М.* О начале орогенного этапа в герцинидах Урала.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 4.
- Левитан Г. М., Бородаевский Н. И., Ершова Н. А., Берзон Р. О.* Металлогения золота и закономерности его размещения в герцинидах восточного склона Урала. Тез. Докл. VIII Всес. металлоген. совещ., Свердловск, 1976.
- Малахова Л. В., Чурилин Н. С.* Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе (Средний Урал).— Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАИ СССР, вып. 93, сб. 2. Свердловск, 1972.

- Моссаковский А. А.* К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Моссаковский А. А.* Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968.
- Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
- Муратов М. В.* Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Моссаковский А. А.* Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК. Проблема 3. Тектоника. М., «Наука», 1972.
- Пронин А. А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. Вариссийский цикл. М.—Л., «Наука», 1965.
- Пронин А. А.* Каменноугольная система. Восточный склон Среднего Урала. Геология СССР, т. XII, часть I, книга 1. М., «Наука», 1969.
- Смирнов Г. А.* Материалы к палеогеографии Урала. Визейский век.— Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАИ СССР, вып. 29. Свердловск, 1957.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV, Турнейский век.— Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАИ СССР, вып. 72. Свердловск, 1967.
- Соболев И. Д.* Тектоника и магматизм Урала. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала.— Тр. I Уральского петрограф. совещ. т. I, Свердловск, 1963.
- Соболев И. Д.* Основные черты глубинного строения Урала.— В сб.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Соболев И. Д.* Краткий очерк тектонического развития Урала. Геология СССР, т. XII, часть I, книга 2. М., «Недра», 1969.
- Ферштатер Г. Б.* Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., «Наука», 1975.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С.* Основные особенности геосинклинальных структур Урала.— В кн.: Проблемы региональной тектоники СССР. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
- Шаталов Е. Т.* Общие закономерности формирования и размещения магматических пород.— В кн.: Критерии связи оруденения и магматизма применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.
- Червяковский Г. Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972.
- Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Гончарова Т. Я., Кропачев С. М.* Тектоно-магматическое развитие и колчеданное оруденение Южного Урала в палеозое.— Вестн. МГУ, 1966, № 4.
- Янишин А. Л.* Проблемы срединных массивов.— Бюл. МОИП, 1965, т. XI, вып. 5.

Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов

Статья поступила
11 марта 1977 г.

УДК 551.24 : 550.83 (470.66/67)

А. Г. ШЕМПЕЛЕВ

О ГЛУБИННОМ ВЫРАЖЕНИИ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО НАДВИГА

Приводятся материалы ГСЗ, гравимагнитных съемок и результаты их интерпретации по четырем разрезам. Описывается зона Главного Кавказского надвига, представляющая собой зону сопряжения двух крупных элементов земной коры, имеющей на глубинах «базальтового» и «гранитного» слоев довольно сложное строение, а на поверхности являющаяся иногда четко картируемой шовной структурой с чешуйчато-надвиговым строением и большими мощностями мезозойско-кайнозойских осадков.

В последнее время в связи с широкой популярностью глобальных концепций и признанием в металлогении большой роли глубинных процессов в ряде работ вновь и вновь появляются различные варианты геологической интерпретации материалов вдоль кавказских профилей ГСЗ и ссылки на них. Иногда эта интерпретация носит довольно вольный характер, и поэтому в настоящей работе хотелось еще раз привести давно известные сейсмические данные по этим профилям, дополнив их материалами последних гравимагнитных съемок, и показать возможность различного толкования по ним динамики региона.

Материалов для глубинной его характеристики, а именно глубинных сейсмических зондирований, к сожалению, на Большом Кавказе очень мало. Имеется всего два кусочно-прерывистых профиля ГСЗ: профиль Степное — Бакуриани, пройденный в 1962 г., и профиль Волгоград — Нахичевань, отработанный в 1965 г. (рис. 1). Однако выполненные в последние годы гравимагнитные работы позволили впервые рассмотреть в физических полях в довольно крупном масштабе Большой Кавказ и Предкавказье как единую цельную структуру.

Приведенные на разрезе (рис. 2) по профилю Волгоград — Нахичевань исходные материалы ГСЗ (все уверенно и неувренно фиксируемые сейсмические границы, значения скоростей) взяты из работ Л. Б. Кибалова, Г. В. Краснопевцевой и др. Однако внутреннее содержание разреза скорректировано, подобрано, согласовано с наблюдаемыми гравитационным и магнитным полями. Причем при истолковании материалов мы оперируем понятиями «гранитного» и «базальтового» слоев только для удобства рассуждений и проведения аналогии с другими районами. Судя же по материалам профиля Волгоград — Нахичевань, в земной коре Кавказа, так же как и других районов, переход между этими слоями нечеткий и может представлять собой зону «гранито-базальтового переслаивания».

Рассматривая фактический геофизический материал по этому профилю, можно отметить следующее.

1. Существует увеличение мощности земной коры под восточной частью Большого Кавказа, где поверхность мантии опускается на глубину до 60 км, Предкавказью и Куринской депрессии соответствует нормальная мощность земной коры около 40 км.

2. Увеличение мощности земной коры в восточной части Большого Кавказа связано с увеличением примерно в 1,5 раза мощности «ба-

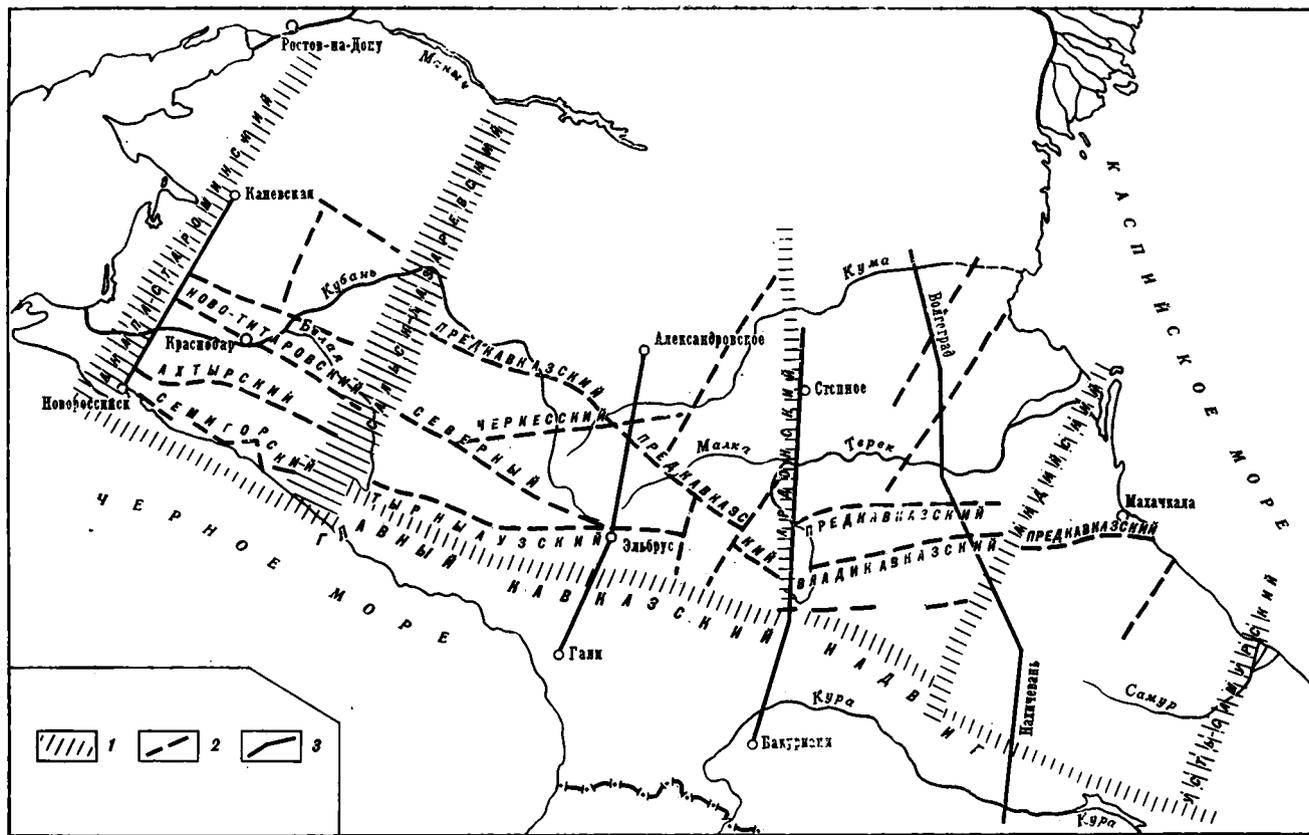


Рис. 1. Схема основных разломов Большого Кавказа и Предкавказья

1 — предполагаемые глубинные разломы; 2 — прочие разломы, предполагаемые по комплексу методов; 3 — линии геолого-геофизических разрезов

зальтового» слоя. Условность понятия этого слоя и, в частности, условность проведения его верхней границы в связи с наличием нескольких горизонтов с близкими или меньшими на глубине скоростями на рисунке очевидна. Выделяемые предположительно сейсмические границы внутри «базальтового» слоя свидетельствуют о его негоризонтальном залегании под Большим Кавказом и северной частью Куринской депрессии. Положение поверхностей «базальтового» слоя, принятое с учетом плотностных и скоростных характеристик, наблюдаемых сейсмических границ и разрывов их сплошности, дает возможность предположить надвигание «базальтового» слоя северного геоблока на южный. Не исключена возможность фактического погружения условного «базальтового» слоя в мантию.

3. Мощность «гранитного» слоя довольно выдержана под Большим Кавказом и Предкавказьем. Однако южнее р. Терек, судя по резко изменяющимся скоростям, а особенно опять же в районе южного склона Восточного Кавказа и северной части Куринской депрессии, «гранитный» слой значительно нарушен. В районе Цители-Цқаро наблюдается уступ в «базальтовом» слое и резкое изменение мощности «гранитного» слоя. Предполагаемая здесь по ГСЗ зона глубинного разлома является зоной сопряжения четко фиксируемого выклинивающегося «гранитного» слоя южного блока, возможно, краевой зоны древнего «континента» и «гранитного» слоя резко увеличенной мощности северного блока. Ранее к северу от этой зоны образовавшейся геосинклинальной области могла предшествовать акватория с океаническим типом земной коры, непосредственно на которой отлагались осадки мезозоя.

4. Верхняя неконсолидированная часть земной коры относительно дислоцирована на Большом Кавказе и в Куринской депрессии, т. е. «гранитный» слой северного блока, надвигаясь на южный, мог смять пластичные осадки мезозоя и кайнозоя. И именно смещением к югу компетентных пород «гранитного» слоя уже в аалене, определившим боковое сжатие, по Г. Д. Ажгирею (1968б), основной фактор складкообразующих деформаций земной коры на Кавказе можно объяснить формирование складчатых сооружений одновременно с седиментацией в зоне Главного хребта и отсутствие признаков значительного складкообразования в северных тектонических зонах, где осадки ложились на кристаллический субстрат.

5. В районе Цители-Цқаро фиксируется максимальная мощность мезозойско-кайнозойских отложений. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубинах около 15 км, что в свое время отмечалось Г. К. Твалтвадзе (1966), а не на 2 км, как предполагается некоторыми геологами на основании выходов байосских вулканитов и верхнеюрских известняков. Перекрытием неплотных молодых отложений более древними можно объяснить наблюдаемый гравитационный минимум и низкие значения граничных скоростей (3,8—4,0 км/сек) в Куринской депрессии.

К. Н. Паффенгольцем и некоторыми другими исследователями Главный Кавказский надвиг или, как его называют, надвиг Главного хребта в этом районе предположительно смещается с горной части Кавказа в долину р. Алазани, где он перекрывается относительно мощной толщей четвертичных отложений. Фактически по геофизическим материалам четкой зоны надвига в пределах Восточного Кавказа в мезозойско-кайнозойской толще осадков так же, как и на более глубоких горизонтах земной коры, мы не наблюдаем. Верхняя неконсолидированная часть земной коры имеет чешуйчато-надвиговое строение с максимальными мощностями в Куринской депрессии, где, условно можно считать, проходит граница раздела геоблоков или плит. А вообще же вся структура Большого Кавказа и Куринской депрессии являются ре-

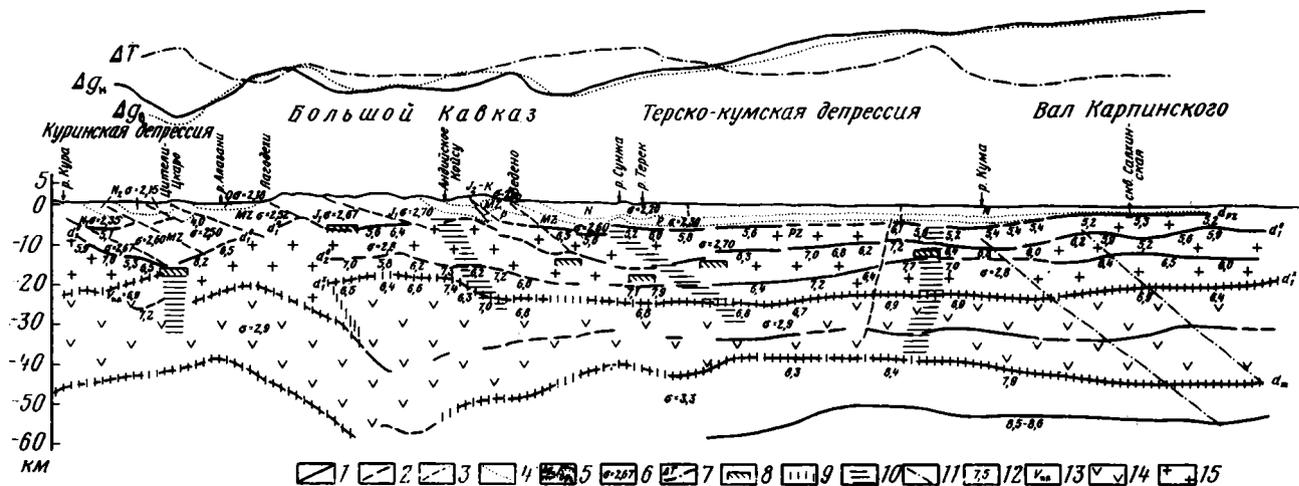


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры с гравимагнитными данными по профилю Волгоград — Нахичевань
 1 — границы, построенные по уверенным данным ГСЗ; 2 — границы предположительные; 3 — предполагаемые разломы, наблюдаемые на поверхности; 4 — границы раздела в мезозойских и кайнозойских отложениях; 5 — наблюдаемая Δg_n и вычисленная Δg_v аномалии силы тяжести; 6 — плотность пород, g/cm^3 ; 7 — кривая значений магнитного поля ΔT_n ; 8 — верхние кромки магнитовозмущающих тел; 9 — верхняя и нижняя поверхности «базальтового» слоя; 10 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 11 — оси поднятий и прогибов; 12 — значения граничных скоростей в $км/сек$; 13 — значения пластических скоростей в $км/сек$; 14 — «базальтовый» слой; 15 — «гранитный» слой

зультатом единого сложного геологического процесса — сопряжения двух крупных элементов земной коры.

К юго-востоку от профиля Волгоград — Нахичевань Н. А. Беляевским и В. В. Федынским еще в 1961 г. отмечалась по результатам сейсмических исследований весьма незначительная мощность «гранитного» слоя в пределах Куринской депрессии и резко увеличенная мощность земной коры в пределах Большого Кавказа и предполагался крупнейший глубинный разлом, их разделяющий. Этот же разлом как сейсмофокальная плоскость по очагам землетрясений прослеживается П. Н. Кропоткиным и Л. В. Ларионовым (1976) на глубину 140 км.

Д. И. Сихарулидзе (1963) по наблюдениям Тбилисской сейсмической станции установил, что короткопериодные поверхностные волны, идущие от иранских и турецких землетрясений на север, отражаются от южных отрогов восточной части Большого Кавказа, что, очевидно, связано с имеющимся здесь крупным продольным разломом земной коры.

Еще юго-восточнее, на акватории Южного Каспия, зона сопряжения двух геоблоков соответствует глубинному надвигу кристаллического фундамента на базальтовый субстрат (реликт «океанической» коры), перекрытый мощной толщей молодых осадков. В волновом поле эта область выделяется отсутствием сейсмических волн, отраженных от поверхности Мохоровичича. В осадочной толще по данным сейсмических работ зафиксированы системы хребтов и межхребтовых депрессий, указывающих на ее вовлечение в процесс складчатости, захвативший весь комплекс отложений, вплоть до новейших, мощностью до 25 км (Кругляков, 1975).

В одном из более поздних вариантов интерпретации волновых полей по профилю Степное — Бакуриани Г. В. Краснопевцевой и др. (1970) внутри этого разреза земной коры уже выделен ряд сейсмических границ. Приняв одну из них за поверхность Конрада, что при нечеткости ее фиксирования вполне возможно, разрез (рис. 3) удовлетворительно сопоставляется с предыдущим по профилю Волгоград — Нахичевань. Зона сопряжения двух геоблоков может объяснить предполагаемый некоторыми авторами «прогиб» Южного склона Кавказа, где В. И. Шевченко (1969), ссылаясь на геологические, сейсмические и магнитотеллурические данные, опускает подошву юрских отложений на глубину 12—16 км, а местами 25 км. На поверхности в этом районе зона сопряжения (зона Главного Кавказского надвига) известна под названием Адайком-Казбекского разрыва. Г. Д. Ажгирей отмечает, что он хорошо выражен по р. Терек в виде пологого надвига, а в верховьях р. Фиагдон становится более крутым, но сохраняет падение поверхности разрыва к северу; у Мамисонского перевала, по наблюдениям Л. А. Варданянца, этот разрыв снова выполаживается. Линия Адайком-Казбекского разрыва хорошо маркируется появлением к северу от нее в толще аспидных сланцев зеленокаменных магматических пород; движения по этому разрыву оцениваются как неоген-четвертичные (Ажгирей, 1968а).

Район профиля Степное — Бакуриани как бы переходный к Центральному Кавказу — территории с совершенно иным разрезом земной коры. Как показывает примерная количественная оценка разреза по линии Гали — Эльбрус — Александровское (рис. 3), мощность земной коры здесь возрастает до 60 км, но в основном (35 км) за счет «гранитного» слоя, который практически удваивается. Увеличение мощности «базальтового» слоя незначительно.

Зона надвига в пределах Центрального Кавказа по результатам количественной интерпретации геофизических материалов падает в северо-восточных румбах под углами 55—75°. На поверхности в большей своей части она представляет собой четко картируемую, иногда более

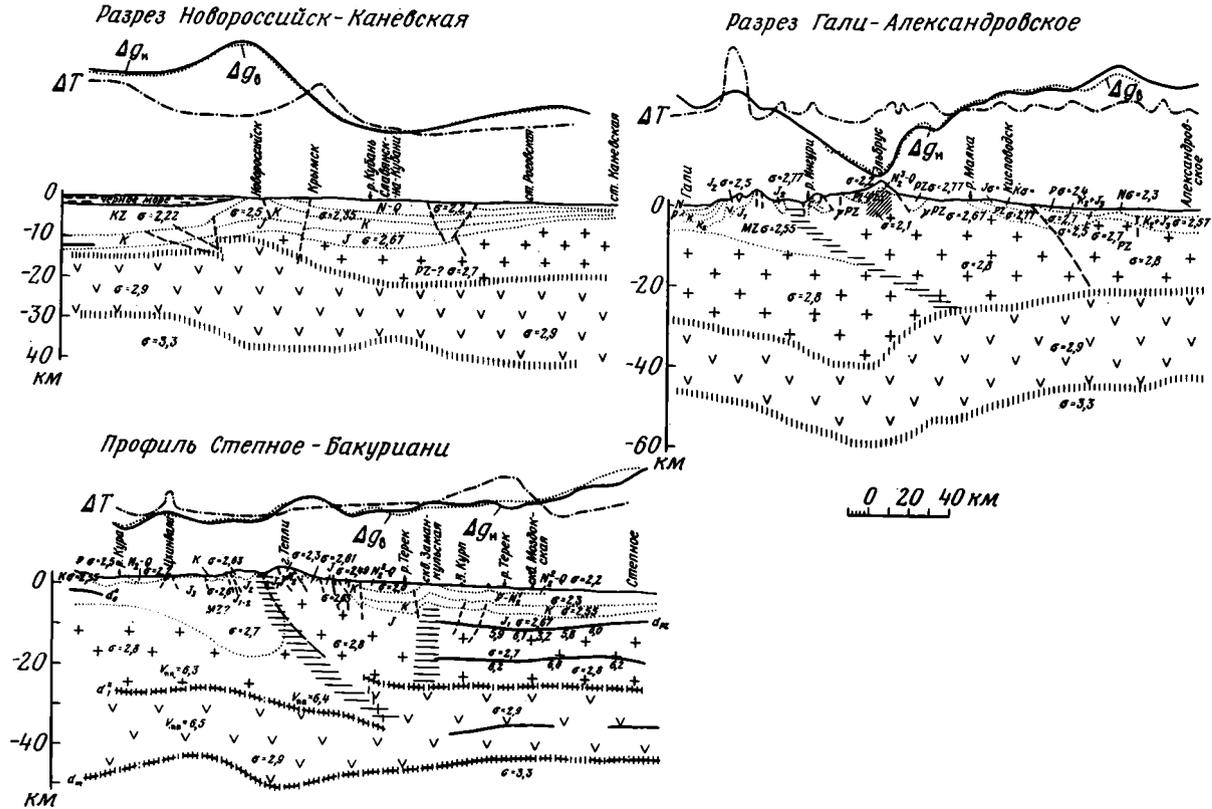


Рис. 3. Геолого-геофизические разрезы земной коры через Большой Кавказ
Условные обозначения см. на рис. 2

пологую (до 35°), шовную структуру, установленную достаточно однозначно А. В. Нетребой и др. в бассейнах рек Шахе, Мзымта и на междуречье истоков Кодори, Ингури (Милановский, Хаин, 1963). Резкое отличие юрских образований северного склона от образований южного по стилю и интенсивности дислокаций наглядно подчеркивает эту структуру.

В пределах Центрального Кавказа доюрский фундамент вышел на дневную поверхность и характеризуется значительным гравитационным минимумом, которому отвечает интенсивное разуплотнение, гранитизация фундамента. Можно предполагать, что на этом интервале фронтальная часть Русской плиты при своем движении на юг встретила упор в виде Закавказского срединного массива. Это, с одной стороны, определяет удваивание мощности «гранитного» слоя на Центральном Кавказе, а с другой — выход гранитов этого «гранитного» слоя на поверхность. Существование недостаточно изученных покровов в зоне Главного хребта искажает геологическое представление о глубинном строении региона, что объясняет некоторое несоответствие положения зоны глубинного разлома, выделяемого по геофизическим данным, с рисуемым в настоящее время положением этой структуры на геологических картах. Важное значение приобретает тот факт, что на Центральном Кавказе вдоль Главного надвига почти на всем протяжении известны линзы серпентинитов иногда в ассоциации с габброидами (Соболев, 1952). В. Е. Хаин (1975) считает их реликтами той океанической коры, на которой возникла Кавказская палеозойская (герцинская) эвгеосинклиналь, а полоса их выходов намечает древнюю зону Беньофа.

Мощность земной коры Западного Кавказа составляет 35—40 км (разрез по линии Новороссийск — Каневская; рис. 3). Причем здесь, вероятно, выклинивается «гранитный» слой северного геоблока, что происходит уже в пределах суши, и на «базальтовом» слое лежит непосредственно мезозойско-кайнозойский чехол. Такой вариант построения легко объясняет наличие прибрежной зоны максимумов и повышенных в акватории Черного моря градиентов гравитационного поля, которые могут отвечать зоне сопряжения «базальтового» слоя северного геоблока и океанической коры Черноморской впадины. Последняя частично перекрывается надвинутой с севера мезозойской толщей осадков, обычно принимаемой за «гранитный» слой, выклинивающийся, вероятно, в зоне перехода от гравиметрического минимума к максимуму впадины. Сопоставление данных гравиразведки и ГСЗ говорит о связи понижения региональной напряженности гравитационного поля с погружением границы Мохоровичича в сторону суши и увеличением мощности молодых осадков от 5 до 12 км.

Материалы ГСЗ и эхолотирования в переходной зоне свидетельствуют о возможности существования в осадочной толще двух резко несогласных структурных комплексов. По работам В. П. Гончарова, Ю. П. Непрочнова (1972), верхний структурный комплекс мощностью 4—5 км отличается практически горизонтальным залеганием отражающих границ, и только самые нижние его горизонты обнаруживают слабую волнистость. Нижний структурный комплекс, мощностью около 6—7 км, сравнительно интенсивно дислоцирован и представляет собой, вероятно, «тектоническое ссучивание» («сгруживание») слоев. В его основании породы, возможно, насыщены продуктами магматизма, связанными с зоной сопряжения «базальтового» слоя Русской плиты и океанической коры Черноморской впадины, чем и вызвана наблюдающаяся здесь интенсивная положительная линейная магнитная аномалия.

Таким образом, рассмотрев в нескольких сечениях Кавказский регион, можно прийти к выводу, что структура Большого Кавказа — следствие сопряжения двух геоблоков, двух плит. Причем мы говорим о

«плите» не как о механически жестком массиве, а как о слоисто-блоковой среде, которая в орогенических зонах подвержена значительной складчатости и имеет спокойное залегание в пределах платформы. Эта точка зрения не нова. Принимая структуру Большого Кавказа как результат сопряжения двух крупных элементов земной коры, по материалам ГСЗ и гравимагнитных съемок протрассирована зона Главного Кавказского надвига как краевого разлома Русской плиты (см. рис. 1). На глубинах «базальтового» и «гранитного» слоев она имеет довольно сложное строение, а на поверхности представляет собой иногда четко картируемую шовную структуру с чешуйчато-надвиговым строением и большими мощностями мезозойских и кайнозойских осадков. Процесс надвигания и относительного поднятия северного геоблока, очевидно, продолжается в настоящее время, чем и можно объяснить современные вертикальные движения зоны Главного хребта Центрального Кавказа до 12 мм и более в год (Лилиенберг, 1969) и повышенную сейсмичность вдоль всей зоны Главного Кавказского надвига.

Для Кавказа характерна общая направленность смещения масс неконсолидированной части земной коры с севера, что подтверждается на поверхности фактическим геологическим материалом, отдельными сейсмическими границами, плотностными границами при подборе разреза и приуроченностью очагов землетрясений к осадочной толще на глубинах до 5—10 км. Это особенно четко проявилось в Куринской депрессии и вдоль Предкавказского разлома. При прослеживании в районе Терско-Кумской депрессии и вала Карпинского по отражающим горизонтам поднятых и опущенных зон (см. рис. 2) в диапазоне от палеозойского фундамента до поверхности Мохо, как отмечалось ранее авторами ГСЗ, наблюдается последовательное смещение в южном направлении верхних масс земной коры относительно нижележащих (к сожалению, из-за мелкомасштабности рисунка это не очень наглядно).

Именно обгоняющим движением вышележащих слоев континента и даже их «скупиванием» в зоне сопряжения плит можно объяснить перекрытие молодых осадков, лежащих на, вероятно, поддвигающейся, но с меньшей скоростью, океанической коре. Результатом этого процесса являются диапировые структуры, грязевые вулканы и другие осложнения краевых частей надвигающихся плит, т. е. то, что мы имеем на Апшеронском полуострове, а также в пределах северо-восточной части Черноморской впадины по данным эхолотирования к югу от г. Геленджика (Терехов и др., 1971). Аналогичным процессом «захлопывания» молодых осадков можно объяснить и полученные в последнее время результаты сейсмических работ в районе Курильской гряды, ибо погружение легких осадков в зоне субдукции только при простом подвигании без их сдирания нереально, а в качестве смазки (по О. Г. Сорохтину) необходим слой осадков ничтожной мощности.

Характерно, что Кавказ представлялся в качестве примера при обосновании почти всех последовательно господствовавших геотектонических гипотез. Он укладывается В. Е. Хаиным (1972, 1974) в общую схему неомобилистского варианта теории геосинклиналей, природа его рассматривается также О. Г. Сорохтиным (1973) с точки зрения гипотезы литосферных плит, да и рядом других авторов. Большой Кавказ как зона сопряжения двух геоблоков, зона сжатия, отвечает и новой ротационной гипотезе К. Ф. Тяпкина (1974), причем закономерности связанной с ней разломно-блоковой тектоники нашли четкое выражение при районировании физических полей региона. В то же время широко известные геотектонические гипотезы не объясняют обгоняющего движения вышележащих слоев земной коры, что не дает нам права на их безоговорочное утверждение на Кавказе.

Литература

- Ажгирей Г. Д.* Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий.— В сб.: Геология Центрального Кавказа. М., 1968а.
- Ажгирей Г. Д.* Тектоника Садонского района.— В сб.: Геология Центрального Кавказа. 1968б.
- Беллевский Н. А., Федьинский В. В.* Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения.— Сов. геология, 1961, № 12.
- Гончаров В. Н., Непрочнов А. Ф.* Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972.
- Краснопевцева Г. В., Резанов И. А., Шевченко В. И.* Глубинное строение центрального сектора Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1.
- Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В.* Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.
- Кругляков В. В., Круглякова Г. И.* Строение земной коры и верхней мантии в пределах южного и среднего Каспия.— В сб.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1973.
- Сихарулидзе Д. И.* Природа Lg и Rg волн и изучение строения земной коры.— Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси, 1963.
- Соболев Н. Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Гвалтвадзе Г. К.* Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным.— В сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.
- Терехов А. А., Хахалев Е. М., Маловицкий Я. П.* Строение верхней части разреза Черноморской впадины по профилю Геленджик-Синоп.— Морская геология и геофизика, вып. 2. Л., «Недра», 1971.
- Тяпкин К. Ф.* Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре.— Геол. ж., 1974, т. 34, вып. 4.
- Хаин В. Е.* О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Хаин В. Е.* Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 2.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Шевченко В. И.* Казбекское пересечение Центрального Кавказа.— Геотектоника, 1969, № 1.

Северо-Кавказское территориальное
геологическое управление,
г. Ессентуки

Статья поступила
28 декабря 1976 г.

УДК 551.24 (235.216)

А. К. БУХАРИН

О СООТНОШЕНИИ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ И АЛЬПИЙСКИХ СТРУКТУР ТЯНЬ-ШАНЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В пределах Тянь-Шаня выделен ряд альпийских конседиментационных прогибов, изометричных и северо-восточного простирания, совпадающих с элементами тектоники домезозойского фундамента. Кроме того, выделены восемь альпийских структурных зон северо-восточного простирания, разделенных флексурно-разрывными зонами (совпадающими с домезозойскими поперечными глубинными разломами), выраженными в глубинных слоях коры. Принципиально аналогичная картина (зеркальное отображение) наблюдается на восточном склоне новейшего поднятия Центральной Азии — в Монголии. Привлекаются геофизические данные и делается вывод о принадлежности рассматриваемой территории к альпийскому Центрально-Азиатскому континентальному рифтовому поясу, соединяющему Срединно-Атлантический и Срединно-Индоканский хребты. Бесспорно значение указанных структур для альпийской металлогении, гидрогеологии, сейсмичности.

В процессе полевых исследований и составления комплекса карт по домезозойским образованиям Узбекистана и прилегающих территорий для целей геолого-металлогенического районирования в течение 1969—1972 гг. автор постоянно сталкивался с элементами унаследованности домезозойских структур как субширотных («тянь-шаньских»), так и северо-восточных («анти Тянь-шаньских») альпийскими. При этом выявилась определенная зональность альпийских северо-восточных структур, что побудило еще раз остановиться на вопросе соотношения их с домезозойскими в пределах рассматриваемой территории.

Вопрос этот далеко не нов, и в настоящее время общепринята точка зрения об унаследованности домезозойского субширотного структурного плана в альпийский этап развития Средней Азии. Известны представления, что унаследованность тектонического развития играла существенную роль для всего последокембрийского этапа развития земной коры (Петрушевский, 1964), что все основные палеозойские структурные направления Южного Тянь-Шаня и Памира продолжали развиваться и оказывали существенное влияние на ориентировку структурного плана в мезозое и кайнозое (Марушкин, 1965); что почти все палеозойские граничные глубинные разломы сохраняют свое положение и на мезозойско-палеогеновом этапе (Резвой, 1968). Предыдущими работами также было доказано длительное (в течение всего мезозоя и кайнозоя) конседиментационное развитие Газлинского, Каганского, Мубарекского, Янгиказганского, Зирабулак-Зиаэтдинского поднятий, структур Таджикской депрессии и Кызылкумов. Со временем, однако, начали накапливаться материалы, свидетельствующие о наличии альпийских структур северо-восточного («анти Тянь-шаньского») направления.

На прилагаемой схеме (рис. 1) в пределах Западного Тянь-Шаня отчетливо видны пять основных альпийских конседиментационных прогибов северо-восточного простирания (размером до 150×50 км каждый), параллельных Урало-Тянь-Шаньскому разлому В. Г. Гарьковца и др. (1967) и Западно-Тянь-Шаньскому поперечному шву Д. П. Рез-

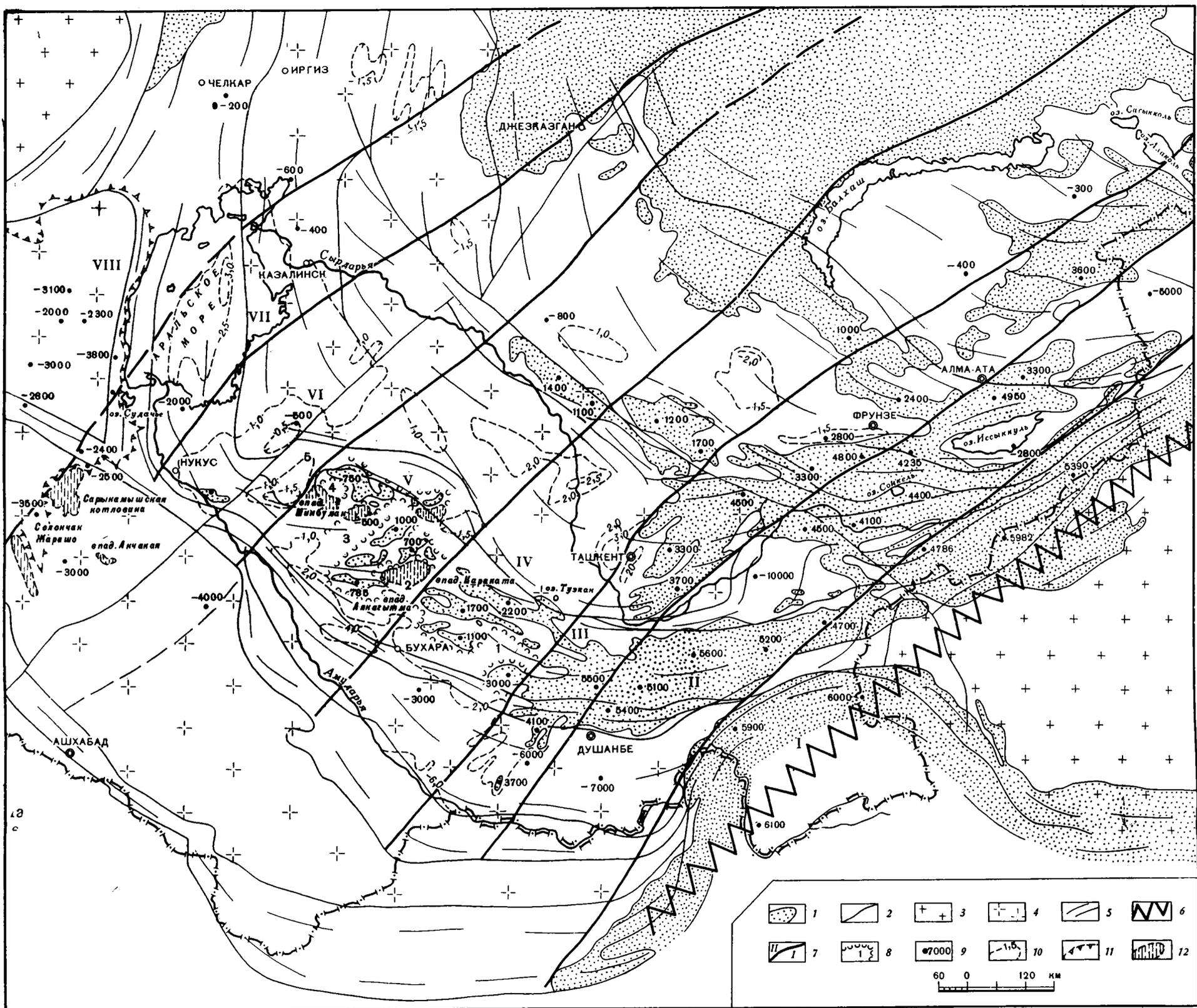


Рис. 1. Схема соотношения альпийских и домезозойских структур Западного Тянь-Шаня.

Составил А. К. Бухарин

1 — выходы на поверхность домезозойских образований и контуры их распространения; 2 — основные домезозойские глубинные разломы; 3 — части докембрийских платформ; 4 — части докембрийских срединных массивов, переработанных каледонской и варисской складчатостями; 5 — простираение домезозойских структур; 6 — ось альпийского Центрально-Азиатского континентального рифтового пояса; 7 — альпийские флексурно-разрывные зоны, разграничивающие ступени или структурно-формационные зоны альпийского Центрально-Азиатского континентального рифтового пояса: I — Памирско-

Кокшаальскую, II — Ферганско-Иссык-Кульскую, III — Байсунско-Джунгарскую, IV — Нурагинско-Балхашскую, V — Центрально-Кызылкумско-Бетпак-Далинскую, VI — Западно-Кызылкумско-Джезказганскую, VII — Сарыкамышско-Казалинскую, VIII — Устюртско-Тургайскую; 8 — границы прогибов и их номера; 9 — абсолютные высоты подошвы мезозойско-кайнозойского комплекса; 10 — некоторые изогипсы подошвы мезозойско-кайнозойского комплекса; 11 — чинки плато Устюрт; 12 — крупнейшие бессточные котловины

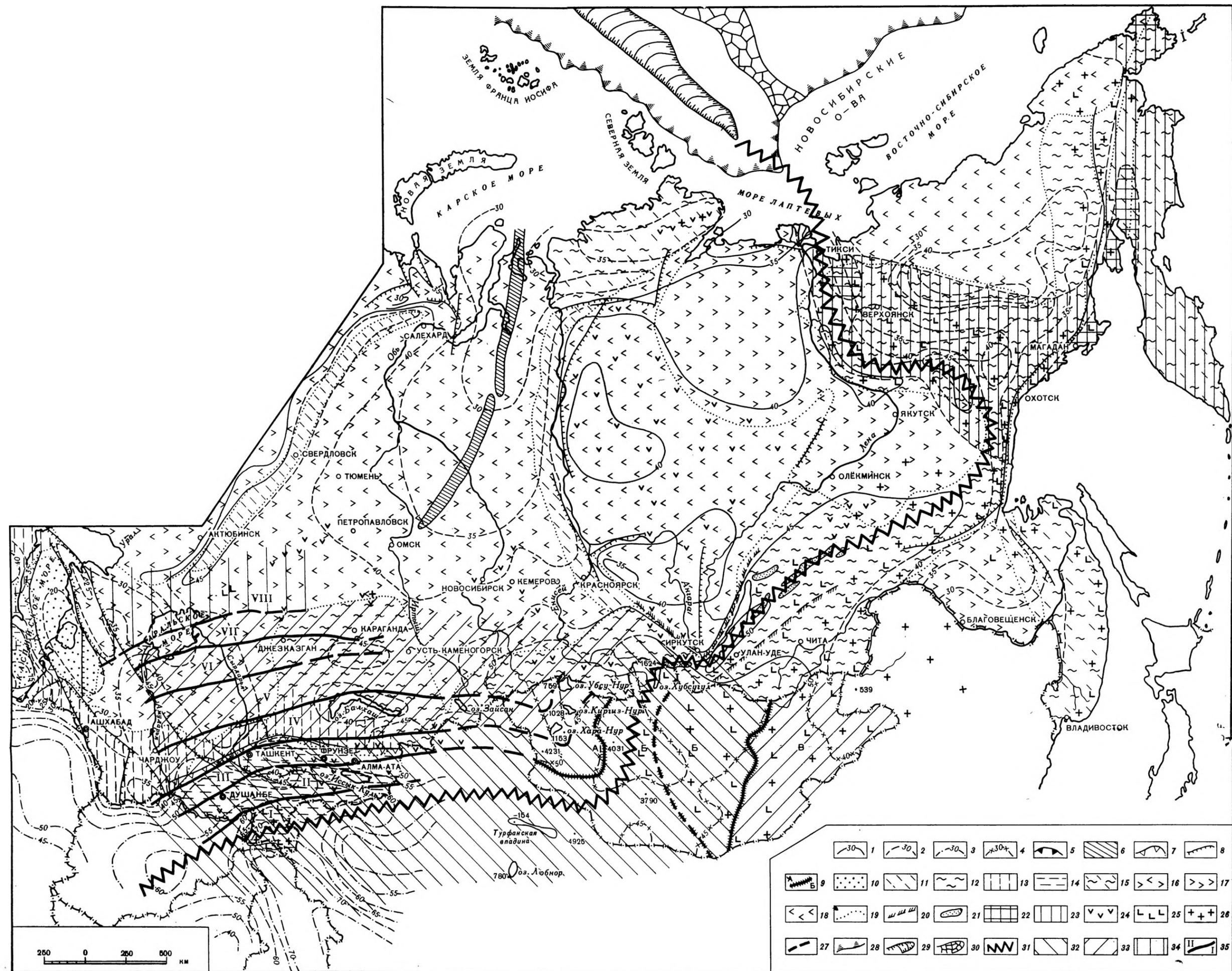


Рис. 2. Структурные элементы части альпийского Центрально-Азиатского континентального рифтового пояса. Составил А. К. Бухарин

1—4 — изолинии консолидированной коры: 1* — изомощности консолидированной коры (через 5 км), ограниченной поверхностями докембрийского фундамента и Мохоровичича; 2* — изомощности консолидированной коры (через 5 км), ограниченной поверхностями палеозойского (местами мезозойского) складчатого фундамента и Мохоровичича; 3 — то же по И. М. Мелькановичу, 1965; 4** — изогипсы поверхности Мохоровичича на территории Монголии, км; 5 — зона отсутствия гранитного слоя внутренних морей; 6—9 — глубинные разломы: 6 — пояса и полосы дробления, проплавления и частичной базальтификации — пояса и полосы положительных аномалий силы тяжести, полосы и цепочки магнитных максимумов; 7* — ступени либо флексуры в горизонтах земной коры и в рельефе поверхности Мохоровичича с амплитудой 10 км и более — гравитационные ступени очень большой амплитуды, иногда полосы и цепочки магнитных максимумов; 8* — ступени или флексуры в горизонтах консолидированной коры, отчасти и в рельефе поверхности Мохоровичича — гравитационные ступени; 9** — зоны разломов по геофизическим данным, разделяющие мегаблоки А, Б, В Монголии. 10—19 — типы гравитационных полей: 10* — области относительных интенсивных положительных гравитационных аномалий; 11*** — линейное преимущественно повышенное гравитационное поле; 12*** — линейное преимущественно пониженное гравитационное поле; 13* — области относительных интенсивных отрицательных гравитационных аномалий; 14* — то же, отрицательных наиболее интенсивных; 15*** — линейное гравитационное поле обоих знаков; 16 — переходное лавино-мозаичное гравитационное поле (по Г. И. Мартыновой); 17*** — мозаичное поле с повышенными значениями силы тяжести; 18*** — мозаичное поле с пониженными значениями силы тяжести; 19 — граница гра-

витационных полей различного типа. 20* — границы части Саяно-Байкальского сводового поднятия; 21* — впадины байкальского типа; 22—23* — сейсмическое районирование Северо-Востока СССР: 22 — семибальная зона; 23* — шестибальная зона. 24—27 — проявления альпийского магматизма: 24 — базальтового; 25 — базальт-липаритового; 26 — гранитоидного интрузивного; 27 — западная граница мезозойского гранитоидного магматизма (по Л. П. Зоненшайну и др., 1971); 28—30 — структуры океанического дна: 28 — линия континентального склона (штрихи вниз по склону); 29 — Срединно-Атлантический хребет; 30 — океанические хребты глыбовой структуры (хребет Ломоносова); 31—35 — элементы строения Центрально-Азиатского рифтового пояса: 31 — ось, 32 — гребень, 33 — склон, 34 — подножие, 35 — глубинные флексурно-разрывные зоны и разграничиваемые ими ступени или структурно-формационные зоны (цифры на схеме): I — Памирско-Кокшаальская осевая горстовая, II — Ферганско-Иссык-Кульская грабен-рифтовая высококонтрастная (эмбриональное рифтовое ущелье), III — Байсунско-Джунгарская горстовая грядово-глыбовая (эмбриональные рифтовые горы), IV — Нуралинско-Балхашская среднеконтрастная горстово-грабеновая, V — Центрально-Кызылкумско-Бетпак-Далинская слабоконтрастная горстово-грабеновая, VI — Западно-Кызылкумско-Джезказганская грабеновая, VII — Сарыкамышско-Казалинская грабеновая слабодифференцированная (с низкими поднятиями, мелкими впадинами и грабеновыми), VIII — Устюртско-Тургайская «платформенная»

Здесь и далее: цифры со значком * — по Борисову, 1967; ** — по Степанову и Волхонину, 1969; *** — по Мартыновой, 1968.

вого (1962). С запада и востока эти прогибы ограничиваются флексу-рно-разрывными зонами, часто совпадающими с элементами тектоники докембрийского фундамента. Так, линия Алтынтау-Тамдыкудук (на границе прогибов 3,4) совпадает с интрузивным поясом, в котором длинные оси интрузивных тел гранитоидов вытянуты в северо-восточном направлении. Крайние западные окончания гор Кульдзуктау, Ауминзатау, Тамдытау и Джетынтау-2 располагаются на одной прямой линии или флексурно-разрывной зоне (юго-восточная граница прогиба 3), совпадающей в общем с западной границей «безинтрузивного» участка. На западном окончании Южного Нуратау флексурно-разрывная зона (юго-восточная граница прогиба 2) совпадает с восточной границей докембрийской Центрально-Кызылкумской подзоны. В районе Зирабулакских гор флексурно-разрывная зона (северо-западная граница прогиба 1) параллельна северо-восточным «поперечным зонам повышенной деформации» Р. И. Павлова (1971).

Дальнейший анализ накопленных обширных материалов по геологии и тектонике мезозойско-кайнозойских образований Средней Азии позволил автору (Бухарин, 1975) предварительно выделить на территории Средней Азии и Южного Казахстана восемь альпийских структурных зон северо-восточного простирания (см. рис. 1), параллельных Западно-Тянь-Шаньскому поперечному шву и Урало-Тянь-Шаньскому разлому.

Первая зона (I) — Памирско-Кокшаальская, с абсолютными высотами до 6100 м и резко расчлененным высокогорным рельефом, на северо-западе ограничивается флексурно-разрывной зоной, проходящей через северо-западный выступ Памирской дуги и сгущение докембрийских глубинных разломов юго-восточнее оз. Иссык-Куль. В пределах этой территории происходит постепенное изменение простираний альпийских и докембрийских структур в восточном направлении сначала на субширотное, а затем на северо-восточное (субпараллельно флексурно-разрывной зоне).

Вторая зона (II) — Ферганско-Иссык-Кульская — включает Таджикскую, Ферганскую, Иссык-Кульскую впадины и разделяющие их в виде широких горстов высокогорные (с абсолютными высотами до 5600 м) части Южного, Среднего и Северного Тянь-Шаня. Подошва мезозойско-кайнозойского комплекса во впадинах опущена на 10 000 м ниже уровня моря. Таким образом, для рассматриваемой зоны характерна высокая контрастность альпийских вертикальных движений с общей амплитудой более 15 км, что только немного (на 5 км) меньше относительного превышения между дном Марианской впадины и вершиной Джомолунгма. Все три впадины имеют восток-северо-восточное простирание, в общем взаимно параллельны и параллельны простираниям докембрийских складчатых структур в разделяющих их горстах. Ширина зоны 160—180 км, длина в пределах рис. 1 более 1200 км, а по тектонической карте Евразии эта зона прослеживается вплоть до антиклинория Монгольского Алтая. В очагах землетрясений в ее пределах отмечается преобладание поперечного растяжения (Попов и др., 1974).

Третья зона (III) — Байсунско-Джунгарская, шириной 120—160 км и длиной более 1600 км, охватывает юго-западные отроги Гиссарского хребта, Чаткало-Кураминский регион, западную часть Киргизского хребта и Джунгарский Алатау. С запада и востока рассматриваемая структурная зона ограничена флексурно-разрывными зонами, из которых западная совпадает с выделенным Д. П. Резвым Западно-Тянь-Шаньским поперечным швом. Для этой зоны характерно преобладающее развитие докембрийских образований (поднятых в среднем на 4500 м над уровнем моря), отсутствием четко выраженных крупных альпийских впадин и изгиб альпийских и докембрийских структур с северо-восточного простирания на востоке (в зоне II) на северо-западное

к западу (в зоне IV). В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Чаткало-Кураминском регионе наглядно видно северо-восточное простиранье альпийских складчатых и разрывных структур. Во фрагментах альпийских прогибов подошва мезозойско-кайнозойского комплекса опущена на 2800 м ниже уровня моря; следовательно, амплитуда вертикальных перемещений здесь достигает 7—8 км. Обращает внимание приуроченность к этой структурной зоне городов Алма-Ата, Фрунзе и Ташкента, неоднократно испытывавших разрушительные землетрясения. На юго-востоке Приташкентской впадины после Ташкентского землетрясения 1966 г. произошло образование различно ориентированных трещин растяжения до 8 м в ширину и до 1,5 км в длину (Касымов и др., 1974).

Четвертая зона (IV) — Нуратинско-Балхашская, шириной 180—240 км и длиной более 2000 км, охватывает Кашкадарьинскую впадину, восточные части Сырдарьинской и Чуйской синеклиз, Балхашскую впадину и ее северо-восточное продолжение вплоть до р. Иртыш, а также разделяющие их в виде горстов «перемычки» северо-западного простиранья, сложенные докембрийскими породами. В целом в рассматриваемой зоне по площади явно преобладают альпийские впадины, подошва мезозойско-кайнозойского комплекса в которых опущена до 2000 м ниже уровня моря (а в горстах поднята до 2200—3000 м над уровнем моря). Таким образом, амплитуда альпийских вертикальных перемещений здесь достигает 4000—5000 м. Тепловой поток в Ташкентско-Голодностепской впадине на 67% меньше, чем в Ферганской (Любимова и др., 1973).

Пятая зона (V) — Центрально-Кызылкумско-Бетпак-Далинская, шириной 200—260 км и длиной более 1200 км, охватывает горные возвышенности Центральных Кызылкумов с прилегающей к ним с юга Каракульской впадиной, западную часть Сырдарьинской синеклизы, хр. Большой Каратау, западную часть Чуйской синеклизы и, вероятно, полосу Центрально-Казахстанского мелкосопочника. Возвышенности Букантау и Большой Каратау представляют собой части горстовых «перемычек» (сложенных докембрийскими породами) между альпийскими впадинами, и к ним тяготеют наибольшие градиенты скоростей современных вертикальных движений (Арсланбеков, 1972). На западе и востоке Букантау известны площади развития позднекайнозойских кластических даек (Пятков, Бухарин, 1958; Айсанов, Мансуров, 1962).

Шестая зона (VI) — Западно-Кызылкумско-Джезказганская, шириной 120—200 км и длиной более 1200 км, приурочена к зоне Урало-Тянь-Шаньского разлома и его продолжению — Успенской зоне смятия. В ее пределах на всем протяжении происходит смена северо-западных простиранья тянь-шаньских структур на субмеридиональные уральские. Из горстовых «перемычек» в рассматриваемой зоне известен лишь небольшой горный массив Султануиздаг (с абсолютными высотами 473 м над уровнем моря), около которого неогеновые отложения сильно дислоцированы. В прогибах основание мезозойско-кайнозойского комплекса опущено не более чем на 1500 м ниже уровня моря, и амплитуда альпийских вертикальных перемещений здесь составляет, таким образом, 2000—2500 м.

Седьмая зона (VII) — Сарыкамышско-Казалинская, шириной до 180 км и длиной до 1200 км, характеризуется наличием крупных бессточных котловин на юго-западе, неогеновых грабен на п-ове Муйнак, впадинами (до 3000 м ниже уровня моря по подошве мезозоя) в районе Аральского моря.

Восьмая зона (VIII) — Устюртско-Тургайская — характеризуется спокойным, практически горизонтальным залеганием неогеновой толщи и оставляет впечатление «платформенной». Подошва альпийского комплекса располагается здесь на отметках 200—3000 м ниже уровня моря. Через Тургайский прогиб зона соединяется с Западно-Сибирской пли-

той, занимающей симметричное положение по отношению к рассматриваемой части Туранской плиты и, вероятно, составляющей вместе с ней одну зону.

Сопоставление выделенных зон приводит к выводу о постепенном снижении контрастности альпийских вертикальных перемещений с востока на запад, примерно в 2 раза в каждой последующей зоне, одновременно с общим постепенным уменьшением ширины и количества горстовых «перемычек», сложенных домезозойскими породами, вплоть до полного их исчезновения в зоне VI. Характерно также совпадение большинства флексурно-разрывных зон (разделяющих альпийские структурные зоны) с погребенными домезозойскими поперечными глубинными разломами, по которым в пределах Южного и Среднего Тянь-Шаня граничат различные сегменты. Таким образом, налицо использование и унаследование альпийскими тектоническими процессами домезозойских ослабленных зон.

Описанные выше структурные зоны принадлежат первоначально выделенному Д. В. Наливкиным в 1936 г. Туркестано-Саянскому или Фергано-Саянскому «поясу молодых глыбовых поднятий». Б. Хизен и М. Юинг (Heezen and Ewing, 1961) впервые протянули это альпийское поднятие между Срединно-Атлантическим и Срединно-Индийским хребтами.

По заключению Д. П. Резвого (1962), Великое новейшее поднятие Высокой Азии несомненно является единым структурным элементом и его необходимо отнести к особой группе тектонических образований, не нашедших пока еще точного терминологического обозначения. Различные исследователи почти всегда сходились во мнении о том, что явления подобного рода неизвестны в прошедшей истории развития Земли, и предлагали для него много названий: «область геоантиклинального развития», «горообразования» и «тектонической переработки» и «тектонической активизации».

Непосредственное отношение к разгадке тектонической сути этого поднятия имеют приведенные ниже соображения Г. У. Менарда (1966): «На суше имеется только три района крупных плато: в Восточной Африке, на западе Северной Америки и в Центральной Азии. М. Юинг и Б. Хизен (1956) впервые заметили, что в Восточной Африке древние плато находятся как раз там, где к берегам приближается Срединно-Индийский хребет, и что вдоль всех этих структур протягивается пояс землетрясений. Они обратили внимание на то, что к огромным рифтовым долинам Центральной Африки также приурочены эпицентры землетрясений и что эти долины морфологически весьма сходны с рифтовой долиной Срединно-Атлантического хребта. Что касается западной окраины Северной Америки, то здесь гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия уходит под континент в районе южной части Калифорнийского залива и снова появляется у берегов Северной Калифорнии. Плато суши лежат на таком же расстоянии от предполагаемой линии гребня, как фланги подводного Восточно-Тихоокеанского поднятия от его оси... Наконец, плато в провинции Бассейнов и Хребтов в такой же степени расчленено сбросами, как и соответствующие участки флангов поднятия в Тихом океане...» (стр. 165). Остается рассмотреть еще район плато Центральной Азии. Б. Хизен и М. Юинг (Heezen, Ewing, 1961) отмечали, «что через Арктический бассейн (от Срединно-Атлантического хребта.— А. Б.) вдоль Верхоянской впадины до рифтовой долины Байкала протягивается непрерывная полоса мелкофокусных землетрясений, связанных с современным поднятием земной коры. Как Верхоянская впадина, так и рифт Байкала морфологически весьма сходны с продольной долиной Срединно-Атлантического хребта... Эта зона может быть прослежена и дальше на высоких плато Центральной Азии, вплоть до района Красного моря, где она сливается с сейсмической зоной Сре-

динно-Индийского хребта... Расстояние от устья Оби в Арктическом океане до Желтого моря на востоке почти такое, как максимальная ширина Восточно-Тихоокеанского поднятия. Величина воздымания поверхности суши в центре этой полосы также вполне сопоставима с высотой океанского сооружения... В осевой части полосы проходит сейсмический пояс и имеется рифт Байкала, а на восточном фланге простираются зоны разломов Китая. Обширные районы поднятий... обусловлены вспучиванием мантии» (стр. 165, 166).

Центрально-Азиатскому альпийскому поднятию соответствует одноименная единая глубокая гравитационная депрессия (рис. 2), включающая Памиро-Тянь-Шаньский, Казахстанский, Алтае-Саянский, Монгольский, Байкало-Охотский и Верхояно-Чукотский регионы и по геофизическим данным (Борисов, 1967; Мартынова, 1968; Степанов, Волхонин, 1969; Кунин и др., 1970) характеризующаяся а) ступенчатым погружением поверхности Мохо (на глубины от 30 до 70 км) и увеличением глубины очагов землетрясений к центру депрессии, б) магнитным полем, слабоотрицательным во внутренней и более интенсивным во внешней областях этой депрессии, граница между которыми маркируется полосой больших градиентов аномалий силы тяжести. Предполагаемый характер глубинных процессов — разуплотнение вещества верхней мантии (на глубинах около 400 км), преобразование ее в земную кору, гранитизация и растяжение последней.

Сходные мысли высказывают В. И. Попов и др. (1972), С. А. Ушаков и др. (1972): «Можно предполагать, что современный Тянь-Шань следует относить к рифтообразующим сводовым поднятиям на самой ранней стадии их развития» (стр. 18). Более категоричные и обоснованные выводы в развитие этих представлений приводятся в работах Е. Е. Милановского (1974), В. И. Попова и др. (1974_{1, 2}). В настоящее время уже весь Тянь-Шань рассматривается как рифтовые поднятия, идущие параллельно рифтовым впадинам Алакуль, Балхаш, Арал, Северный Каспий (Наливкин, 1974), Иссык-Куль, Турфанская (Ушаков и др., 1972), Ферганская (Попов и др., 1974₁), Каракульская, Северо-Кызылжумская (Зуннунов и др., 1973). Для подобного типа альпийских впадин, в том числе для Арысской и Балхашской, отмечается существенное абсолютное и относительное наращивание «базальтового» слоя (Кунин и др., 1970; Фузайлов, 1974). Подчеркивается брахиформное строение рифтового пояса, необычайное разнообразие и пестрота всех его морфологических признаков, постепенно расплывающихся в окружающих периферических равнинах (Попов и др., 1974₁). Сделан важный вывод о том, что континентальные рифтовые пояса могут «уживаться» с соседними геосинклинально-орогенными поясами, вплотную подходя к ним и даже пересекая их (Милановский, 1974).

Автором откорректировано по имеющимся данным расположение Центрально-Азиатского континентального рифтового пояса¹ (рис. 2) с центром в совпадающей с ним глубокой гравитационной депрессии. Выявленное предыдущими исследованиями (Борисов, 1967 и др.) ступенчатое погружение поверхности Мохо в направлении к центру депрессии нашло хорошее отражение в выделенных автором альпийских ступенях или структурно-формационных зонах не только в пределах Тянь-Шаня и Казахстана, но и восточнее, на территории Монголии, современный (а также, очевидно, и мезозойский) структурный план которой, по данным П. П. Степанова и В. С. Волхонина (1969), по глубоким горизонтам земной коры характеризуется ориентированной зональностью и резко отличен от структурного плана домезозойских образований. По мнению автора, здесь намечаются оба склона рифтового поднятия.

¹ Более подходящим и образным, хотя и уязвимым для критики, по мнению автора, является название «рифтовое поднятие», т. е. сводовое поднятие с системой рифтовых впадин.

Намеченные еще ранее внутренняя и внешняя области гравитационной депрессии (Борисов, 1967) и соответствующие им рифтовый и перифрифовый пояса (Попов и др., 1974_{1,2}) в сочетании с внешними их морфотектоническими выражениями позволили автору в развитие соответствующих сопоставлений Г. У. Менарда, Б. Хизена, М. Юинга по аналогии с современными срединно-океаническими хребтами отождествить внутреннюю область или собственно рифтовый пояс с гребнем, внешнюю область или перифрифовый пояс — со склонами, а зону VIII (Устюртско-Тургайскую) — с подножием рифтовых поднятий и выделить фрагменты их в Тянь-Шане, Казахстане и Монголии (см. рис. 2).

Граница гребня и склона (зон III—IV) является одновременно границей между сейсмически принципиально различными территориями, границей широко известных орогена и Туранской плиты; к востоку от нее (в зоне III) наблюдается утолщение коры в среднем на 10 км (Таль-Вирский и др., 1971), объясняющееся широтной флексурой поверхности Мохо с углами падения 10—15° (Кунин и др., 1970).

Далее по аналогии с современными срединно-океаническими поднятиями зона I (Памирско-Кокшаальская) отождествлена автором с осевой горстовой, зона II (Ферганско-Иссык-Кульская) — с грабен-рифтовой (эмбриональное рифтовое ущелье), зона III (Байсунско-Джунгарская) — с горстовой грядово-глыбовой (эмбриональные рифтовые горы). Ширина гребня от оси до северного склона около 500 км.

Для склона рифтового пояса (зоны IV—VII) характерны меньшие контрасты, наличие «овалов оседания» (в противоположность гребневым глубоким и узким грабен-рифтам) и бессточных котловин (часть из которых древнее антропогена, — Бухарин, 1960). Ширина северного склона около 800 км.

Структурно-формационный характер выделенных альпийских зон находит свое подтверждение в характере распределения по ним, например, неогеновых отложений Тянь-Шаня (таблица 1), дальнейшее изучение которых, как и более древних мезозойско-кайнозойских отложений, позволит конкретнее расшифровать ход и закономерности развития региональной рифтовой структуры, имеющей мантийные корни и общую ширину только одной северной половины (от оси до подножья) до 1500 км.

Выше уже говорилось, что границы выделенных альпийских структурно-формационных зон в пределах Южного и Срединного Тянь-Шаня совпадают с домезозойскими поперечными глубинными разломами, функционировавшими в течение всей палеозойской эры и, судя по Каратау-Нарынской зоне, позднего рифея (в общем около 900 млн. лет). Следовательно, «бывшие» поперечные границы на этой территории стали продольными. Далее говорилось, что основные домезозойские субширотные глубинные разломы Западного Тянь-Шаня контролируют также крупные альпийские поднятия и прогибы, поперечные по отношению к альпийскому рифтовому поднятию. Следовательно, «бывшие» продольные разломы стали поперечными. Таким образом, в пределах по крайней мере Южного и Срединного Тянь-Шаня основные продольные и поперечные разломы в альпийскую эпоху поменялись ролями: продольные стали поперечными, поперечные — продольными. Здесь следует только отметить, что упомянутые альпийские поперечные разломы более мелкие по сравнению с основными поперечными разломами рифтового поднятия, фрагментарно намечающимися, по мнению автора, по полосам линейного положительного гравитационного поля или по зонам резких изменений тектонических особенностей в смежных сегментах (см. рис. 2).

Судя по материалам Л. П. Зоненшайна и др. (1971), П. П. Степанова, В. С. Волхонина (1969), Восточно-Монгольский сегмент характеризуется полным мезозойским молассоидным разрезом (до 9 км мощ-

Таблица 1

Сравнительная характеристика неогеновых отложений Тянь-Шаньской части альпийских зон Центрально-Азиатского рифтового поднятия
(по данным Г. Ю. Алферова, Л. Д. Анплевой, А. А. Бухариной)

Характеристика	Зона																							
	II		III				IV+V		VI	VII	VIII													
	Южно-Таджикская впадина	Ферганская впадина	Юго-западные отроги Гиссарского хр.		Чаткал-Курама		Карши-Бухара, Пятяк	сол. Айдарлы, Чули, Сарбатыр	Восточное Приаралье, Турткуль	ЮЗ и СВ Приаралье	Устюрт													
предгорья			равнина	Курама	Чаткал																			
Мощность неогена, м	более 5900	9200	3800	1800	1700	3100	до 1200	до 370	380	до 550	240													
Мощность миоцена, м	2600	2200	2200	1000	830	1700	0—200	50—70	180	до 50	230													
Мощность плиоцена, м	более 3300	7000	1600	800	840	1400	до 1000	до 300	200	более 500	до 10													
Соотношение мощностей миоцена и плиоцена	более 1:1,3	1:3,2	1,4:1	1,3:1	1:1	1,2:1	1:5	1:5	1:1	1:10	23:1													
	1:3		1,2:1				1:5		1:1	1:10	23:1													
Характер разреза миоцена	Полный						Прерывистый		Полный	Прерывистый	Полный													
Характер разреза плиоцена	Полный		Прерывистый	?	Прерывистый																			
Блюценозы	нижний миоцен						Морской (в Чаткало-Кураме с пресноводным?)					Морской, отличный от восточного												
	средний миоцен						Солоноватоводный																	
	верхний миоцен						Пресноводный					—		—		Солоноватоводн.		—		Морской				
	нижний-средний плиоцен						Пресноводный					—		—		—		—		—				
	акчагыл						Пресноводный					IV—пресноводн.		V—пресноводн.—сол.		Морской опресненный								
	апшеров						Пресноводный					Угнетенный пресноводный					IV—пресноводн.		V—солоноватоводн.		То же			

ностью) с диабазами внизу, кислыми вулканитами в середине и контрастными вулканитами вверху, а также широко развитыми мезозойскими гранитоидными интрузиями и неоген-четвертичным вулканизмом, тогда как в Западно-Монгольском сегменте мезозойский разрез неполный (отсутствуют триасовые образования), меньшей (до 4 км) мощности, без вулканитов, гранитоидных интрузий и неоген-четвертичного вулканизма.

Необходимо кратко остановиться еще на одном примечательном и важном факте унаследованности. Так, в пределах Южного Тянь-Шаня площади зон IV—V в домезозойское время характеризовались относительной стабильностью и «высоким стоянием», а II—III — большей активностью и «низким стоянием»; в альпийскую эпоху первые представляли собой слабоконтрастный склон, а вторые — высококонтрастный гребень рифтового пояса. Таким образом, указанные общие тенденции этих территорий, разделяемых одной и той же зоной глубинного разлома, сохраняются на протяжении более 1 млрд лет!

Приведенные выше элементы структурной преемственности приводят к тому, что альпийский эффект общего увеличения мощности земной коры в Тянь-Шане с запада на восток рядом исследователей целиком и полностью приписывался палеозойской складчатости и служил существенным доводом в пользу миеогеосинклинальной природы, в частности, всей Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали.

Подбор имеющихся материалов по альпийскому магматизму Центрально-Азиатского континентального рифтового пояса (таблица 2) показывает наличие двух этапов проявления магматизма — мезозойского и средне-позднекайнозойского с закономерным скольжением их возрастных границ с юго-запада на северо-восток. При этом к северо-западу от осевой линии пояса преобладает базальтовый, а к юго-востоку — базальт-липаритовый и гранитоидный магматизм.

На примере нижнемеловых отложений Таджикской депрессии было показано, что современный структурный план был сформирован уже в меловой период (Шванов, 1962; Лозиев, Лим, 1969; Резвой и др., 1969), а субмеридиональный структурный план заложен еще до раннемеловой эпохи (Лозиев, Лим, 1969). Изменение простираний структур горной и равнинной частей Западного Тянь-Шаня и северо-восточное простирание Азляртепинского, Мубарекского и Каганского поднятий объясняются, по Ш. Д. Давлятову (1967), формированием виргаций складок с участком разрывных нарушений (с амплитудой до 1000 м) юрского и неогенового возраста.

Сочетание мезозойского магматизма с мезозойским возрастом северо-восточного плана структур в Тянь-Шане (а не только с неоген-антропогеновым) обязывает признать наличие мезозойских процессов рифтообразования на всем протяжении рифтового пояса, а не только на отдельных его участках (Милановский, 1974). Вызывает сомнение также трактовка Центрально-Азиатского континентального рифтового пояса как постплатформенного (Попов и др., 1974, 2; Милановский, 1974). В свете имеющихся материалов о наметившейся уже с мезозоя трансформации структурного плана и сопутствующего ей магматизма представляется более правильным рассматривать альпийский комплекс рифтового пояса как комплекс областей рифтогенеза, по времени соответствующий платформенным комплексам смежных территорий (например, районов подножия поднятия). С изложенных позиций несколько по-иному представляется и вопрос о границе Туранской «платформы» и Тянь-Шаньской «эпиплатформенной орогенной области». Автору более близка точка зрения Ш. Д. Давлятова (1967), согласно которой характерной особенностью мезозойско-кайнозойской структуры Тянь-Шаня является постепенное и закономерное изменение интенсивности и дифференцированности тектонических движений с востока на запад; по мере

Схема альпийского магматизма Центрально-Азиатского рифтового поднятия (по материалам «Геол. строение СССР», т. 3, 1968)

	Восточный Казахстан, Восточный Тянь-Шань	Зап.-Сиб. плита, Тургайский прогиб	Восточный Саян, Тува	Байкальская обл.	Забайкалье	Восточная Монголия (Зоненшайн и др., 1971)	Верхнее Приамурье	Становой хребет	Джугджурский хребет	Алдайская обл.	Бурейнский массив	Яно-Колымская система
Q			Базальты долин и впадин	Базальтовые покровы (до 110 метров), потоки, конусы и дайки							Базальтовые покровы	Гиалобазальты, щелочные липариты, щелочные базальтоиды
N												Толитовые базальты, андезитобазальты
P	Дайки базальтов (хр. Таласский, Киргизский, Кетмень и др.)	Базальт-липариты ЮЗ Тургая (Кузнецов и др., 1974)										
	Базальты, трахитобазальты, туфы (Иссык-Куль, Нарын, Южно-Таджикская впадина)											
K ₂	Базальтовые покровы (северо-восточная Фергана)			Дайки щелочных базальтоидов			Аляскитовые и лейкократовые граниты	Субщелочные гранитоиды	Кислые и субщелочные гранитоиды	Сиениты	Габбро-нориты, габбро-диориты	Граниты
											Граниты, гранодиориты	Дацил-липариты
K ₁₋₃				Щелочные сиениты			Граниты	Умеренно кислые гранитоиды			Андезитодациты	Гранодиориты, плагнограниты, диориты
							Дацитоандезиты	Андезитодациты		Андезиториолиты	Гранит-порфиры	Андезитобазальты
											Липариты	

J ₃ —K ₁	Дайки базальтов, андезито-базальтов (оз. Алаколь, Джунгария)			Гранитонды	Трахибазальты, трахиандезиты	Гранитонды	Умеренно кислые гранитоиды; ранняя фаза—габбро и диориты			Андезиты	Гранитоиды
					Трахилипарит-трахибазальты, до 2 км	Базальт-липариты, до 4 км	Кислые эффузивы	Дацито-андезиты	Андезиты		Гранодиориты
T—J ₂	Оливиновые базальты, туфы (Иссык-Куль, хр. Саур, р. Или)	Силлы и некки габбро-долеритов, пикритов	Дайки габбро-диабазов, диабазов	Щелочные граниты		Гранитонды	Умеренно кислые, кислые и субщелочные гранитоиды			Сиенит-; гранит-порфиры, диорит-порфиры	Туфы андезито-дацитов
	Базальтоиды	Кимберлиты	Щелочно-ультраосновной комплекс			Диабазы, кислые вулканиты, до 5 км	Кимберлиты	Туфы андезито-базальтов			

удаления на запад крупные Тянь-шаньские складки, погружаясь, уходят на глубину и становятся погребенными структурами платформенного типа. Эти представления поддержаны и Ф. Х. Зуннуновым (1973), т. е. речь идет об одной цельной структуре, процесс роста и дальнейшего активного развития которой интенсивно продолжается. Приведенные материалы по районированию ее имеют существенное значение для понимания контроля альпийских осадочных и эндогенных полезных ископаемых, подземных вод (в том числе термальных), сейсмичности и т. д. На крайнем западе рифтового пояса, на его подножии, располагается обширный мезозойско-кайнозойский Сибирско-Турано-Аравийский пояс нефтегазоносных структур.

Литература

- Айсанов Я. Б., Мансуров Р. И. Кластические дайки в Центральных Кызылкумах.— Тр. Главгеол. УзССР, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Арсланбеков Ш. У. Количественная характеристика деформаций земной коры Кызылкумов.— Узб. геол. ж., 1972, № 6.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Бухарин А. К. К вопросу о возрасте бессточных котловин в Центральных Кызылкумах.— Тр. Узгеолуправл., сб. 1, геол., Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Бухарин А. К. Структурно-формационное районирование альпийского Центрально-Азиатского рифтового поднятия. Тез. докл. к совещ. «Принципы тектон. (структ.-формац.) районирования Средней Азии». Ташкент, Изд-во «Фан», 1975.
- Гарьковец В. Г., Вольфсон Н. Б., Хваловский А. Г. Урало-Тянь-Шаньский сдвиг и его роль в соотношении палеозойских структур Урала и Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 5.
- Давлятов Ш. Д. Тектоника нефтегазоносных районов Западного Узбекистана. Автореф. докт. дис. Ташкент, 1967.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Зуннунов Ф. Х. О проявлении постплатформенного орогенеза на территории Тянь-Шаня и Туранской низменности.— Докл. АН УзССР, 1973, № 8.
- Зуннунов Ф. Х., Эргашев Т., Шманенко Ю. С. Особенности строения земной коры и верхней мантии Западного Узбекистана.— Узб. геол. ж., 1973, № 4.
- Касымов С. М., Якубов Д. Х., Абдуллаев Ш., Саипов Т., Наджимов К. Трещинообразование на поверхности Земли в Паркентском районе.— Узб. геол. ж., 1974, № 4.
- Кузнецов И. И., Плехова К. Р., Ляпичева А. А. О кайнозойских вулканогенных породах юго-западной части Тургайского прогиба.— Сов. геология, 1974, № 2.
- Кунин Н. Я., Иванов А. П., Шацков В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 6.
- Лозиев В. П., Лим С. К. К вопросу о перестройке палеозойского структурного плана и блоковым строении домезозойского фундамента западной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 12, Львов, 1969.
- Любимова Е. А., Фирсов Ф. В., Зуев Ю. Н. Данные о геотермических градиентах и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине.— В сб.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли, № 12. М., «Наука», 1973.
- Марушкин И. А. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1965.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. Ст. 1.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 5.
- Наливкин Д. В. Из истории геологических проблем.— Зап. Ленингр. гор. ин-та, 1974, т. XVII, вып. 2.
- Павлов Р. И. О поперечных зонах повышенной деформации Зирабулакских гор.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Петрушевский Б. А. О принципе унаследованности развития, вертикальных движений и проблеме крупных горизонтальных перемещений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, № 1.
- Попов В. И. О геонмии и ее значении для понимания геологии Средней Азии.— В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., «Недра», 1972.
- Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Горянин А. Б. О трансзапатском неотектоническом поясе Наливкина. Ст. 1.— Узб. геол. ж., 1974₁, № 5.
- Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Горянин А. Б. О трансзапатском неотектоническом поясе Наливкина. Ст. 2.— Узб. геол. ж., 1974₂, № 6.
- Пятков К. К., Бухарин А. К. Осадочные дайки в Центральных Кызылкумах.— Сов. геология, 1958, № 3.

- Резвой Д. П.* О Западно-Тянь-Шаньском глубинном поперечном шве.— Вестн. Львовск. ун-та. Сер. геол., 1962, № 1.
- Резвой Д. П.* К систематике тектонических элементов Тянь-Шаня в палеозое, мезозой-кайнозой и антропогене.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 11, Львов, 1968.
- Резвой Д. П., Портнягин Э. А., Марушкин И. А.* О некоторых особенностях глубинной тектоники Юго-Западного Тянь-Шаня.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 12. Львов, 1969.
- Степанов П. П., Волхонин В. С.* Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5.
- Таль-Вирский Б. Б., Захарова А. И., Яковлева И. Б.* О связи сейсмической активности территории Узбекистана с некоторыми элементами геологического строения и геофизических полей.— Узб. геол. ж., 1971, № 2.
- Ушаков С. А., Федьинский В. В., Шабалин Н. А.* Геофизические данные о природе рифтовых зон.— Вестн. МГУ, 1972, № 3.
- Шванов В. Н.* Палеогеография Западного Таджикистана в раннемеловую эпоху.— Учен. зап. ЛГУ, Сер. геол. наук, 1962, вып. 12, № 310.
- Фузайлов Н. А.* Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. М., 1974.
- Heezen B. C., Ewing M.* The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic Basin. «Geology of the Arctic». Toronto, Univ. of Toronto Press, 1961.

Опытно-методическая экспедиция
САИГИМСа, г. Ташкент

Статья поступила
22 марта 1976 г.

УДК 551.242.2(261)

Е. Г. МИРЛИН

ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ИСЛАНДСКОМ РЕГИОНЕ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И ПРИРОДА ФАРЕРСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО ПОРОГА

Выполнено обобщение материалов геофизических съемок (эхолотный промер, магнитометрия, сейсмопрофилирование) в Исландском регионе Северной Атлантики. Анализ геометрии спрединга выявил отклонение наблюдаемых магнитных аномалий и трансформных разломов от той картины, которая предсказывается простой кинематической схемой движения Гренландии относительно Европы. Совокупность фактических данных свидетельствует о нарушении жесткости отдельных частей плит, которое проявляется в деформациях рыхлой осадочной толщи, искривлении линейных магнитных аномалий. Причина указанных явлений — неустойчивость во времени тройного соединения литосферных плит: Гренландской, Евразийской и Ян-Майенской, которая в качестве самостоятельной плиты впервые выделена в данной работе. Особенности геодинамической обстановки в окрестностях тройного соединения обусловили интенсивный вулканизм в Исландском регионе и образование Фарерско-Гренландского порога. Концепция «горячих точек» для объяснения природы этой структуры не оправдалась.

Уже давно на основании совпадения контуров изобат материкового склона, сходства стратиграфических разрезов и фауны палеозоя и соответствия в простирации структур герцинского и каледонского складчатых поясов Европы и Северной Америки были предложены реконструкции палеозойского материка Лавразии, в которых отсутствует Атлантический океан (Bullard et al., 1965; Кропоткин, 1968; Проблемы глобальной тектоники, 1973; Башарин и др., 1973). В таких реконструкциях Гренландия сближена с Европой настолько, что каледониды Гренландии рассматриваются как западное крыло того же самого складчатого пояса, который протягивается через Норвегию и Шотландию. Эти построения, обоснованные по геологическим данным еще О. Хольтедалем и Э. Краусом, поддерживал С. Н. Бубнов, который писал, что складки формации Элеонора-Бэй в Гренландии, «возможно, представляют собой северо-западное крыло норвежских каледонид и продолжение структур Шотландии» (Бубнов, 1960, стр. 109). За последние годы в США и Западной Европе опубликован ряд детальных исследований, подтверждающих подобные построения (Harland, Gaye, 1972).

Так как на сфере любое перемещение материальной точки или монолитной плиты представляет собой поворот около некоторого полюса вращения, то простейшие схемы последовательного раскрытия различных частей Атлантики рассматривались как результат поворота расходящихся друг от друга плит путем вращения в противоположные стороны около одного и того же неподвижного центра или полюса вращения. Эта простейшая схема раздвижения плит сопоставлялась с положением полосовых магнитных аномалий, которые фиксируют зоны образования разновозрастной океанической коры в процессе спрединга.

Беским подтверждением теории тектоники плит оказалось то, что на большей части Атлантического океана полосовые аномалии действительно совпадают с той картиной их взаимного расположения, которая может быть геометрически построена по такой простейшей схеме. В се-

верной части океана это оказывается справедливо для зоны подводных хребтов Рейкьянес и Мона.

Однако, как будет показано ниже, такая простая схема не может быть распространена на всю область раскрытия Северной Атлантики. Реальная картина оказывается сложнее. Расположение магнитных аномалий и новообразованных структур, простирающие трансформных разломов показывают, что к северу от о. Исландия существовала литосферная плита небольших размеров (микроплита), полюсы вращения которой не были постоянными, т. е. перемещались в пространстве одновременно с ее движением. Этот факт можно интерпретировать как доказательство деформаций плиты, которая, очевидно, не была столь жесткой (монокристаллической), как это условно принимается в схемах тектоники плит ради возможности математического анализа их кинематики.

Напомним, что, согласно новой глобальной тектонике, поверхность Земли разделена мобильными поясами на ряд литосферных плит, которые предполагаются в первом приближении жесткими. В соответствии с принятым определением жесткой считается плита в том случае, если расстояние между любыми принадлежащими ей точками не меняется в процессе латерального перемещения (Le Pichon et al., 1973). Для того чтобы это определение было абсолютно строгим, необходимо также допустить, что границы между плитами бесконечно узки. Очевидно, что на самом деле это не так: например, ширина границы между плитами типа зоны сжатия может достигать сотен километров. Следовательно, данное определение относится к внутренним частям плит, которые не затрагиваются процессами, происходящими на их границах. При этом определении жесткими считаются как континентальная, так и океаническая части литосферной плиты.

Данные об относительных перемещениях литосферных плит позволяют построить связную глобальную картину их кинематики и выполнить проверку предположения об их жесткости. Такого рода проверки были сделаны на основе данных о величинах векторов относительных движений плит, полученных из анализа магнитометрических, морфологических и сейсмологических материалов (Le Pichon, 1968; Minster et al., 1974). Они показали хорошую степень соответствия предложенной модели и наблюдаемых фактов.

Другой возможный путь проверки гипотезы о жесткости литосферных плит заключается в анализе геофизических данных, относящихся к их океаническим частям. Наблюдаемые в океанах линейные магнитные аномалии рассматриваются в новой глобальной тектонике как изохроны океанической коры. Если плиты абсолютно жесткие, скорость спрединга, а следовательно, и расстояние между изохронами должны монотонно изменяться по мере удаления от полюса раскрытия, подчиняясь закону $\sin \theta$, где θ — угловое расстояние до полюса (Morgan, 1968). Отклонение от указанной зависимости в совокупности с данными о рельефе дна и внутренней структуре осадочной толщи могут рассматриваться как указания на то, что отдельные участки плит подвергались деформациям. Пример такого локального нарушения жесткости литосферных плит известен в котловине Горда (Тихий океан), подвергавшейся внутренним деформациям в процессе латерального перемещения (Silver, 1971).

Имеются ли другие районы Мирового океана, где жесткость плит нарушена? Мы проанализировали геофизические данные по Исландскому региону Северной Атлантики с целью выяснения степени соответствия геометрии спрединга простой кинематической схеме движения литосферных плит. Рассмотрение материалов под таким углом зрения позволило по новому взглянуть на природу о-ва Исландия, Фарерско-Исландского и Гренландско-Исландского порогов.

В качестве исходных данных послужили материалы геофизических съемок, выполненных в последние годы в Исландском регионе советски-

ми (Литвин, 1968; Корсаков, 1973; Корсаков, 1974) американскими (Vogt, Avery, 1974; Eldholm, Windisch, 1974; Talwani, Eldholm, 1972; Talwani et al., 1971; Talwani, Eldholm, 1977), немецкими (Meyer et al., 1972; Fleischer et al., 1974) и норвежскими (Am, 1970; Sellevol, 1975) исследователями. Значительная часть советских данных была получена во время Исландской экспедиции Академии наук СССР 1971—1973 гг., в которой автор принимал участие. Кроме того, благодаря любезному приглашению дирекции Геологической обсерватории Ламонт-Доэрти (США) автор получил возможность использовать первичные материалы этой обсерватории.

АНАЛИЗ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Вулканический остров Исландия в совокупности с Фарерско-Исландским и Гренландско-Исландским порогами образует крупнейший элемент морфологии дна северной части Атлантического океана. Для того чтобы подчеркнуть морфологическое и (как будет показано далее) генетическое единство этой структуры, мы предлагаем называть ее Фарерско-Гренландским порогом. Он ориентирован почти по нормали к medianной линии океана и представляет собой узел, где соединяются основные морфоструктуры дна Северной Атлантики (врезка на рис. 1).

Геофизические съемки, выполненные в Исландском регионе, включали в себя эхолотный промер, непрерывное сейсмическое профилирование и магнитометрию. Они проводились как вдоль региональных профилей, так и в пределах районов детальных исследований (полигонов), где расстояние между профилями составляет 1—10 миль. Схема расположения использованных материалов показана на рис. 1.

Нами выполнено обобщение всех имеющихся данных, в результате чего составлена схема структуры дна Исландского региона (рис. 2). Подробное описание материалов, использованных при составлении схемы, содержится в перечисленных выше работах, поэтому мы остановимся лишь на основных закономерностях в распределении геофизических характеристик, особенно важных для рассматриваемого вопроса.

Для геологической интерпретации удобно разделить весь регион на три категории районов. I. Районы с отчетливо выраженной линейной структурой магнитных аномалий, надежно идентифицируемых со шкалой палеомагнитной хронологии. К ним принадлежат осевая часть и склоны хр. Рейкьянес. II. Районы, где также наблюдаются линейные магнитные аномалии, которые идентифицируются менее надежно. К ним относятся хр. Кольбейнсей и Норвежская глубоководная котловина. III. Районы, характеризующиеся нерегулярным, почти изометрическим магнитным полем различной интенсивности: северная часть хр. Кольбейнсей, глыбовой хребет Ян-Майен, Фарерско-Гренландский порог, Датский и Фарерско-Шотландский желоба. Рассмотрим подробнее распределение геофизических характеристик в каждом из этих районов.

Первая категория районов. Наиболее древними из надежно идентифицированных аномалий на хр. Рейкьянес является 24, которые обнаружены близ восточного побережья Гренландии и вдоль подножия возвышенности Рокколл. При приближении к Фарерско-Гренландскому порогу группа древних аномалий № 19—24 испытывает заметную смену простирания, разворачиваясь в субмеридиональном направлении на западном и восточном склонах хребта. Структура поля имеет более сложный характер в интервале от шестой до девятнадцатой аномалии благодаря существованию большого количества трансформных разломов, протягивающихся в субширотном направлении и отстоящих друг от друга вдоль простирания хребта на расстоянии около 100 км. Аномалии в этом интервале имеют направление, близкое к меридиональному. Смена ориентировки аномалий связана с изменением в направлении спрединга после того как Лабрадорский рифт прекратил свою деятельность

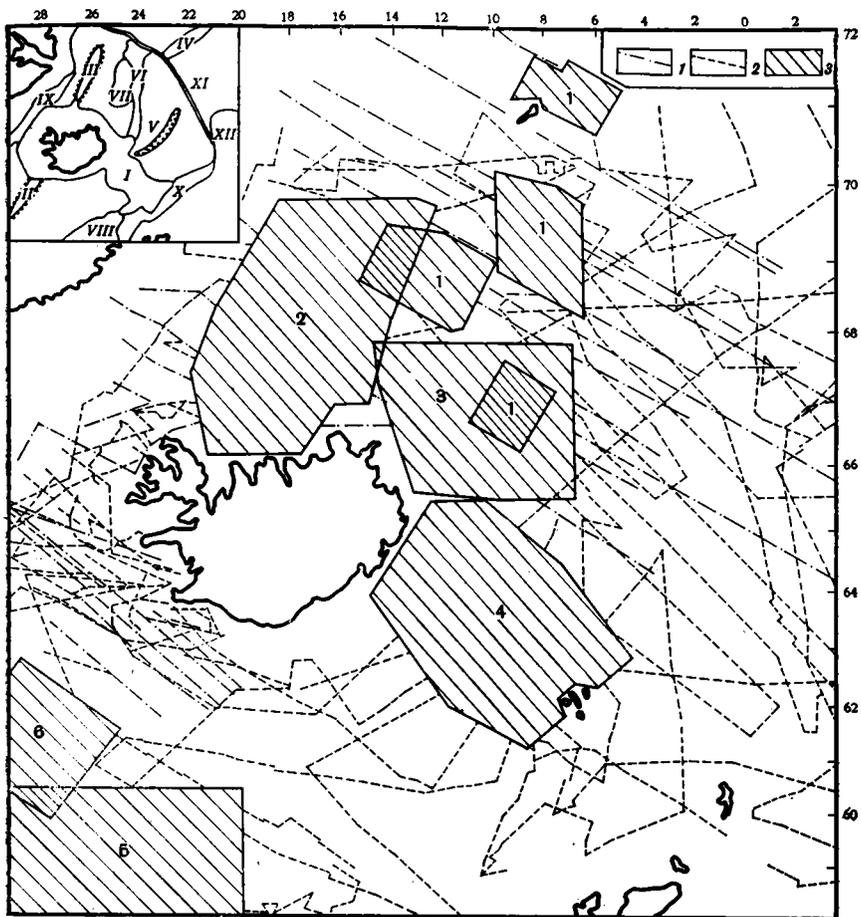


Рис. 1. Схема расположения использованных материалов

1—2 — маршруты геофизической съемки: 1 — н. и. с. «Академик Курчатов», 2 — н. и. с. «Вима», 3 — районы детальных исследований: 1 — н. и. с. «Академик Курчатов», 2, 3, 4 — н. и. с. «Метеор» (ФРГ), 5 — Vogt, Avery, 1974, 6 — н. и. с. «Вима» (США). На врезке — основные морфоструктуры дна Исландского региона: I — Фарерско-Гренландский порог, II—IV — срединные хребты: II — Рейкьянес, III — Кольбейнсей, IV — Мона; V — Норвежская глубоководная котловина, VI — глыбовый хр. Ян-Майен, VII — Исландская котловина, VIII — плато Роколл, желоба: IX — Датский, X — Фарерско-Шетландский, XI — трансформный разлом Ян-Майен, XII — плато Воринг

и Гренландия начала перемещаться как часть Северо-Американской плиты (Vogt, Avery, 1974).

В пределах осевой части хр. Рейкьянес отмечается строгая линейность, симметрия и закономерное чередование магнитных аномалий, которые уверенно отождествляются с интервалами палеомагнитной хронологии. Геометрически правильная структура магнитного поля наблюдается вплоть до шельфа Исландии, несмотря на то, что морфология осевой части хребта заметно меняется. Характерно, что в течение последних 10 млн. лет хребет Рейкьянес является «косым» хребтом, в котором направление магнитных аномалий не перпендикулярно вектору перемещения литосферных плит (Vogt et al., 1969).

Строение осадочной толщи хр. Рейкьянес типично для срединно-океанических хребтов. Осадки залегают практически горизонтально, заполняя депрессии акустического фундамента, либо облекая его выступы. Мощность осадков увеличивается по мере удаления от его оси, достигая

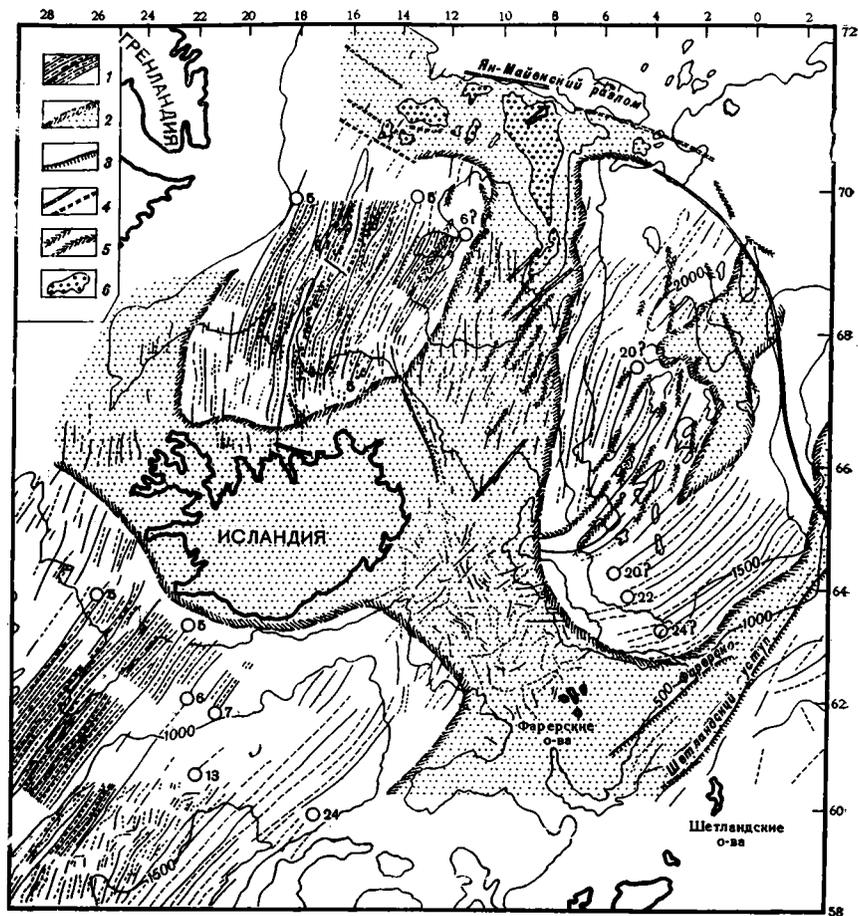


Рис. 2. Структура дна Исландского региона

1 — оси линейных магнитных аномалий (тонкая сплошная линия — положительные, тонкая пунктирная линия — отрицательных, утолщенная сплошная — осевые аномалии; цифры в кружках — номера аномалий по магнитохронологической шкале); 2 — зона нерегулярных магнитных аномалий; 3 — уступы акустического фундамента; 4 — разломы; 5 — оси поднятий акустического фундамента; 6 — поднятия дна с глубиной менее 500 фатомов в северной части хр. Кольбейнсей. Изобаты в фатомех (1 фатом — 1,833 м).

максимума близ подножия Гренландии и плато Роккол (Bailey et al., 1974).

Вторая категория районов. В пределах оси хр. Кольбейнсей наблюдаются аномалии от первой до пятой. Наиболее надежно идентифицированы аномалии № 1 и 5 центрального отрезка хребта в пределах $68\text{--}70,5^\circ$ с. ш., где они довольно выдержаны по простиранию. Что касается других аномалий, то они коррелируются не столь устойчиво, и в целом структура поля менее упорядочена, чем на хр. Рейкьянес. К югу от 68° с. ш. происходит разворот хр. Кольбейнсей, а вместе с ним и линейных магнитных аномалий в субмеридиональном направлении. По мере приближения к Исландии структура магнитного поля становится все менее регулярной.

К северу от $70,5^\circ$ с. ш. и до разлома Ян-Майен срединный хребет выражен в виде серии крупных высоких блоков, разделенных депрессиями. На этом же отрезке линейное магнитное поле сменяется нерегулярными аномалиями различной интенсивности, которые практически невозможно идентифицировать со стандартной магнитохронологической шкалой.

Исключением является максимум амплитудой свыше 1500 *гамм*, который фиксируется над депрессией в рельефе, лишенной осадков. По этим признакам указанный максимум принят нами за осевую аномалию.

Осевая зона хр. Кольбейнсей почти лишена рыхлых осадков, они появляются только на склонах хребта. К западу от его южного окончания расположена перекрытая рыхлыми осадками равнина, которая отделена

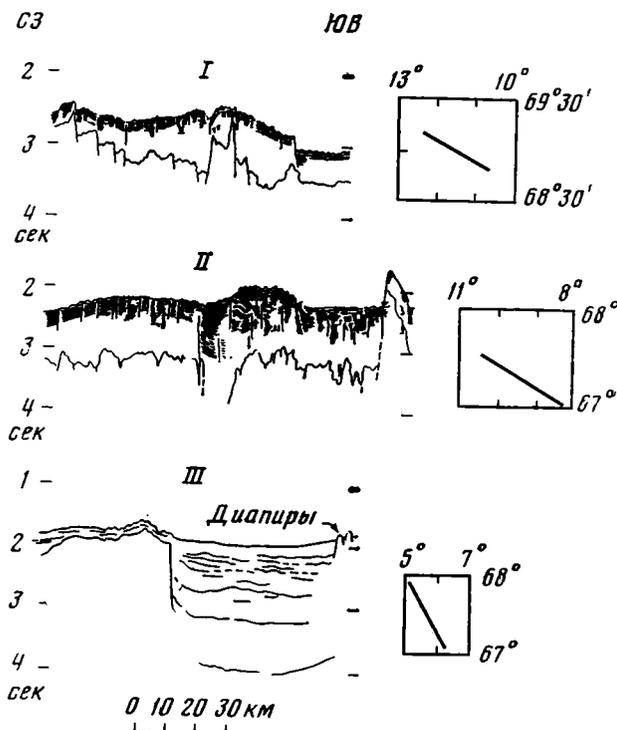


Рис. 3. Интерпретация разрезов непрерывного сейсмического профилирования.

I — восточный склон хр. Кольбейнсей, II — южная часть хр. Ян-Майен, III — плато Воринг

от Датского желоба хорошо выраженным в рельефе акустического фундамента уступом высотой 500—600 м. Вдоль восточного борта хребта также протягивается крупный уступ, наиболее четко выраженный между 68 и 70° с. ш. К югу от 68° с. ш. высота уступа уменьшается и он исчезает. К северу от 70° с. ш. уступ переходит в зону интенсивного дробления фундамента, протягивающуюся параллельно срединному хребту.

Для рыхлого осадочного покрова склонов хр. Кольбейнсей характерно двухчленное строение (Беляев, 1974). Верхний горизонт состоит из слоев, обладающих высокими отражающими свойствами, и имеет мощность от 200 до 500 м. Нижний горизонт представлен слабо стратифицированными акустически прозрачными осадками. Чрезвычайно существенно, что рыхлый покров на склонах хребта, особенно между 68 и 71° с. ш., интенсивно дислоцирован, в ряде мест осадки надвинуты на склоны поднятий акустического фундамента. В районе уступа на восточном склоне хребта сильно перемятые рыхлые осадки образуют вал на вогнутой раздробленной поверхности акустического фундамента (рис. 3).

Наиболее существенной особенностью магнитного поля Норвежской котловины является веерообразный рисунок в плане линейных аномалий. Древнейшие магнитные аномалии, имеющие номера 20—24 и 25, в юго-восточной части котловины субпараллельны Фарерско-Шетландскому

уступу, обнаруженному сейсмопрофилированием. Одноименные аномалии в западной части и идентифицируемые менее уверенно имеют меридиональное простираие. Ширина зоны линейных аномалий на севере котловины составляет около 300 км и уменьшается до 150 км вблизи ее южного окончания. В северо-восточной части котловины обнаружена зона слабоинтенсивных, почти изометрических аномалий, выклинивающаяся к юго-западу. Веерообразный характер аномалий затрудняет их идентификацию, поэтому наиболее «молодая» аномалия в оси котловины — № 7, которая датирует момент прекращения спрединга в Норвежской котловине, определена неуверенно. Наиболее древние магнитные аномалии в восточной части котловины, так же как и на восточном склоне хр. Рейкьянес, испытывают заметную смену простираия, как бы огибая с севера Фарерские острова.

В соответствии с поведением магнитных аномалий поднятия акустического фундамента также имеют в плане веерообразный рисунок, причем расчлененность фундамента значительно выше к северо-западу от осевой линии древнего спрединга. Последняя выражена в рельефе фундамента в виде крупной депрессии и имеет субширотное простираие близ южной оконечности хр. Ян-Майен, а затем разворачивается в субмеридиональном направлении при подходе к Ян-Майенской зоне разломов.

Третья категория районов. Хребет Ян-Майен, так же как и Фарерско-Гренландский порог, характеризуется нерегулярным, дифференцированным магнитным полем. Амплитуда аномалий заметно увеличивается с севера на юг в сторону порога, где интенсивность их достигает 3000 гамм. Отдельные аномалии в пределах этой зоны удается прокоррелировать между профилями. В центральной и южной частях глыбового хр. Ян-Майен аномалии имеют преимущественно субмеридиональное простираие, а в пределах восточной части Фарерско-Гренландского порога они ориентированы в северо-восток — юго-западном направлении.

Южное продолжение глыбового хр. Ян-Майен выражено в виде протяженных поднятий, уступов и валов акустического фундамента, которые протягиваются в северном и северо-восточном направлении. Высота их достигает 600—800 м. Вдоль западного борта хр. Ян-Майен протягивается депрессия, в северной части которой отмечаются разрывы акустического фундамента. Общая мощность осадочного чехла составляет здесь 1300—1500 м, а в местах разрыва фундамента — около 2000 м. В целом для осадочного покрова всей зоны нерегулярного магнитного поля от Исландии до о. Ян-Майен характерно двухслойное строение. Верхний горизонт представляет собой слои с высокими отражающими свойствами, а нижний представлен акустически прозрачными осадками. Весьма важно, что в пределах области, расположенной между 65 и 70° с. ш., рыхлый покров интенсивно дислоцирован и разорван многочисленными разломами (рис. 3). Вся эта область отделяется от северо-восточного шельфа Исландии крупным уступом, вдоль которого протягиваются интенсивные магнитные аномалии.

Магнитные поля шельфа и склона Скандинавии, а также Фарерско-Шетландского желоба характеризуются небольшой амплитудой и неясно выраженными простираиями. Фарерско-Шетландский уступ и уступ плато Воринг практически не выделяются в магнитных аномалиях. Сейсмическими исследованиями в пределах плато Воринг было установлено существование крупной грабенообразной депрессии, выполненной, как полагают, позднемезозойскими и третичными отложениями, общая мощность которых достигает 9 км (Talwani, Eldholm, 1972). Осадки в пределах этой депрессии залегают почти горизонтально и этим существенно отличаются от интенсивно дислоцированной осадочной толщи склонов хр. Кольбейнсей, Норвежской котловины и хр. Ян-Майен (см. рис. 3).

Из анализа геофизических материалов следует, что существует группа фактов, свидетельствующих о необычном для типичного океана характере спрединга в бассейне между Фарерско-Гренландским порогом и Ян-Майенским трансформным разломом и об аномальности всего этого региона. Суммируем эти факты.

1. Норвежская глубоководная котловина имеет форму неправильно го многоугольника, стороны которого образованы восточным склоном хр. Ян-Майен, Фарерско-Гренландским порогом, северо-западным склоном Скандинавии и зоной разломов Ян-Майен. В отличие от хребтов Мона и Рейкьянес, являющихся центрами активного спрединга, хр. Кольбейнсей существенно смещен к западному побережью Гренландии. Глыбовый хребет Ян-Майен расположен примерно по диагонали как по отношению к хр. Кольбейнсей, так и по отношению к древнему центру расширения в Норвежской котловине. Северная часть хр. Кольбейнсей характеризуется крупно-глыбовым расчленением и отсутствием ясно выраженной рифтовой долины.

2. Линейные магнитные аномалии и хребты акустического фундамента в Норвежской котловине имеют в плане веерообразную форму. При подходе к Фарерско-Гренландскому порогу с севера и юга магнитные аномалии испытывают резкий разворот. Суммарная ширина зоны линейного магнитного поля вдоль северного борта порога значительно меньше, чем вдоль южного его борта: соответственно 670 и 820 км.

3. Осадочная толща на склонах хр. Кольбейнсей и в пределах южного продолжения хр. Ян-Майен интенсивно дислоцирована и разбита разломами.

АНАЛИЗ ГЕОМЕТРИИ СПРЕДИНГА

Перечисленные выше факты наводят на мысль о том, что геометрия движения литосферных плит к северу от Фарерско-Гренландского порога была более сложной, чем это предусматривается простой кинематической схемой движения Гренландии относительно Европы. Проверим это предположение путем анализа геометрии спрединга в Исландском регионе. Наиболее наглядный путь: сопоставление теоретически рассчитанных изохрон океанической коры с наблюдаемыми идентифицированными магнитными аномалиями. Мы воспользовались изохронами, рассчитанными, исходя из полюсов вращения Гренландии относительно Европы, приведенными в работе (Talwani, Eldholm, 1977). Полюса вращения были рассчитаны, используя азимуты простираения основных трансформных разломов Северной Атлантики к северу от Фарерско-Гренландского порога.

Сравнение показывает (рис. 4), что изохроны практически совпадают с осями идентифицированных аномалий на хребтах Рейкьянес и Мона. Отклонение наблюдается лишь близ южного склона Фарерско-Гренландского порога, где линейные аномалии разворачиваются к северу. Наиболее контрастные различия наблюдаются в Норвежской котловине. Изохроны, соответствующие 53,58 млн. лет и моменту начала спрединга, располагаются в пределах южного окончания хр. Ян-Майен, т. е. там, где должны были бы наблюдаться нормальные океанические глубины, если бы Норвежская котловина образовалась в результате обычного спрединга. В юго-восточной котловине эти же изохроны утыкаются в Фарерско-Гренландский порог, а не огибают Фарерские острова с севера, как это происходит с наблюдаемыми линейными магнитными аномалиями. Из конфигурации теоретических изохрон видно, что в случае нормального спрединга в южной части Норвежской котловины вдоль Фарерско-Гренландского порога должен был бы протягиваться трансформный разлом. Очевидно также, что общая ширина зоны линейных аномалий или, иными словами, ширина бассейнов с океанической корой должна быть практически одинаковой вдоль северного и южного склонов порога, хотя на

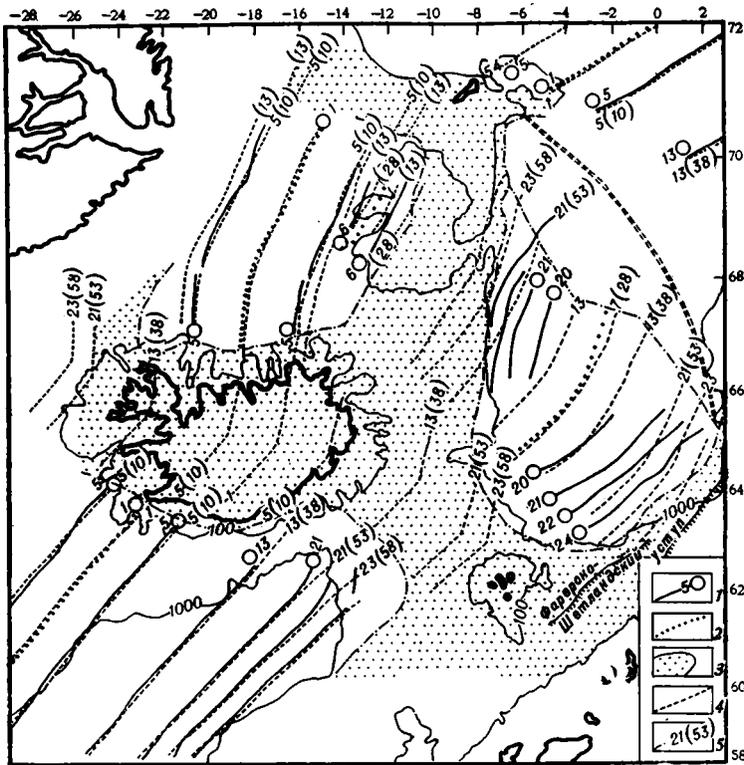


Рис. 4. Сопоставление теоретически рассчитанных изохрон с идентифицированными линейными магнитными аномалиями
 1 — оси линейных аномалий с соответствующими номерами; 2 — осевые аномалии; 3 — зона нерегулярного магнитного поля; 4 — теоретически рассчитанные изохроны океанической коры, в скобках указан возраст в млн. лет; 5 — теоретические линии движения плит

самом деле, как было указано выше, вдоль северного борта она на 150 км меньше. Не столь существенные, как в Норвежской котловине, но все же заметные отличия между теоретическими изохронами и линейными аномалиями наблюдаются на хр. Кольбейнсей.

В случае простой геометрии спрединга линии относительного движения сопряженных точек на разных литосферных плитах должны совпадать с простираем трансформных разломов. Как можно видеть из рис. 4, кривизна трансформного разлома Ян-Майен значительно больше, чем изгибы теоретически рассчитанной линии движения. Следовательно, сегмент этого разлома в Норвежской котловине не соответствует движению Гренландии относительно Европы.

АНАЛИЗ ДВИЖЕНИЯ ХР. ЯН-МАЙЕН ОТНОСИТЕЛЬНО ГРЕНЛАНДИИ И ЕВРАЗИИ

Мы убедились в том, что геометрия спрединга в зоне между Исландией и о. Ян-Майен более сложная, чем на хребтах Рейкьянес и Мона. Это может быть обусловлено тем, что в данной зоне располагалась дополнительная литосферная плита небольших размеров (микроплита), движение которой не учитывается в простой кинематической схеме взаимного перемещения Гренландии и Евразии. Проверим это предположение путем анализа геометрии движения хр. Ян-Майен относительно обеих плит. Нерегулярный характер магнитных аномалий хребта и существование на его восточном склоне мощной толщи наклонно па-

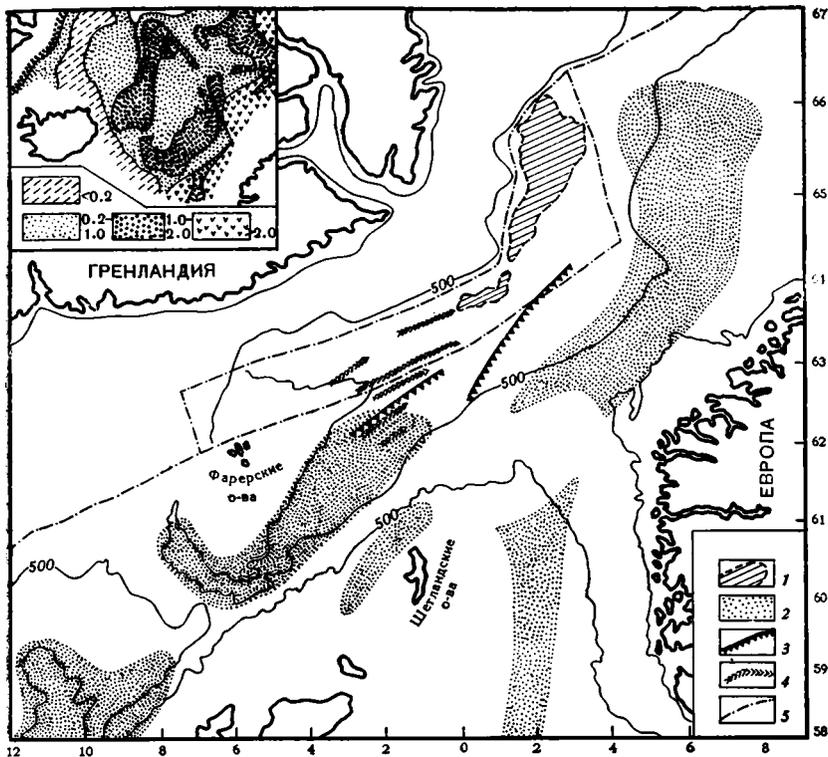


Рис. 5. Реконструкция первоначального положения Гренландии, Европы и хр. Ян-Майен. На врезке — схема мощностей рыхлых осадков Исландского региона по (Eldholm, Windisch, 1974). Изолинии мощностей указаны в двойном времени пробега сейсмических волн в секундах. 1 — контуры хр. Ян-Майен, 2 — осадочные бассейны, заложение которых произошло до начала раскрытия океана, 3 — Фарерско-Шетландский уступ, 4 — оси поднятий акустического фундамента в южной части хребта Ян-Майен, 5 — предполагаемая линия первоначального раскрытия океана

дающих в сторону глубоководной котловины осадочных слоев свидетельствует о том, что он представлял собой часть материковой окраины, отделенную от Гренландии в результате спрединга океанского дна с центром на хр. Кольбейнсей. Южная часть хр. Ян-Майен представлена серией крупных поднятий акустического фундамента, перекрытых заметно деформированными осадками, мощность которых превышает 1,5 км. Не вызывает сомнений, что столь мощная осадочная толща, располагающаяся ныне вдоль медианной линии океана (см. врезку на рис. 5), могла образоваться лишь вблизи источников сноса, т. е. скорее всего на материковом склоне Гренландии. Согласно распространенной точке зрения, отделение хребта от Гренландии произошло около 28 млн. лет назад (аномалия 7) после окончания спрединга в Норвежской котловине (Taluani, Eldholm, 1977). Начиная с этого времени, хребет двигался как часть Евразийской плиты, вращаясь относительно Гренландии вокруг полюса с координатами 68° с. ш., 137° в. д. Суммарный угол его поворота составлял около 5° . Однако использование только одного этого полюса не приводит к удовлетворительной реконструкции хребта относительно материкового склона Гренландии, поскольку его южная часть оказывается на значительном удалении от нее. Для того чтобы наилучшим образом совместить Ян-Майенский блок и его южную часть с контуром материкового склона по изобате 500 фатомов (около 1000 м), необходимо предварительно повернуть его на угол примерно 30° вокруг полюса, лежащего

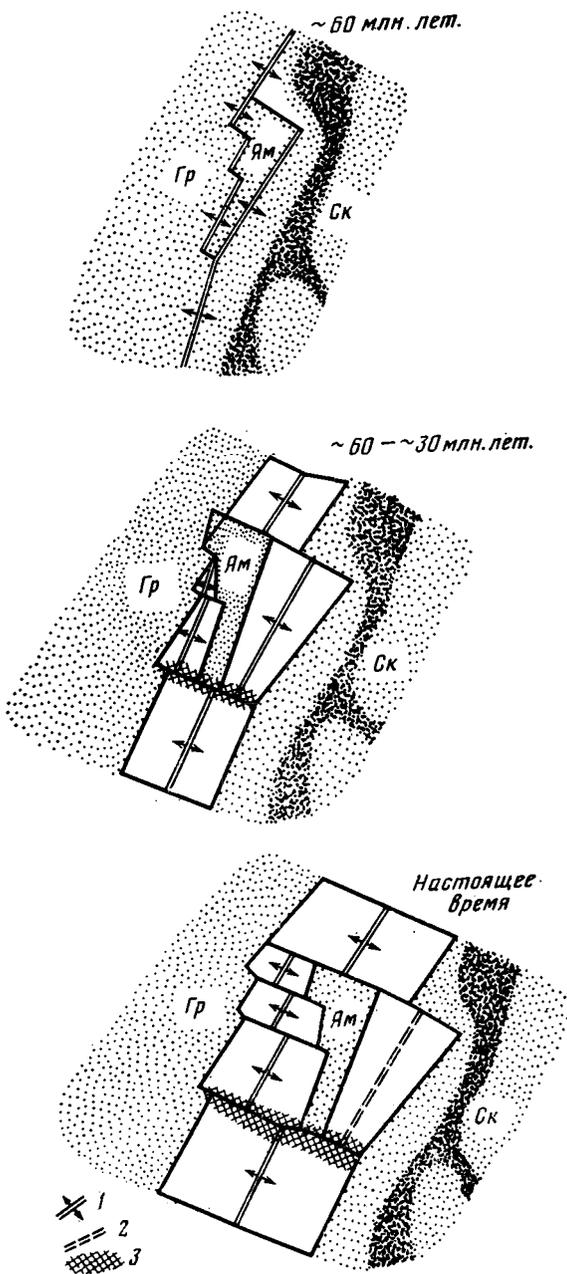


Рис. 6. Схема движения литосферных плит в Исландском регионе. Оси спрединга: 1 — действующие, 2 — затухшие, 3 — структуры, образованные в окрестностях тройного соединения. Более темным крапом показаны осадочные бассейны. Гр — Гренландия, Ск — Скандинавия, ЯМ — Ян-Майен

к западу от хр. Ян-Майен, южнее одноименного трансформного разлома, и имеющего координаты 71° с. ш. 15° з. д., и лишь затем осуществить его вращение вокруг первого полюса. Положение второго из названных полюсов определено по направлению трансформных разломов в Исландской впадине и в южной части хр. Ян-Майен, имеющих северо-восток — юго-западное простира-ние.

Поворот Ян-Майена относительно близко расположенного полюса на большой угол хорошо согласуется с геометрией его движения относительно Евразии. Веерообразный рисунок магнитных аномалий в Норвежской котловине можно рассматривать как свидетельство того, что линейная скорость раскрытия менялась вдоль простира-ния оси затухшего спрединга, увеличиваясь к северу. Это могло быть лишь в том случае, если полюс вращения Ян-Майенского блока во время активного спрединга в Норвежской котловине (примерно от 60 до 28 млн. лет) находился весьма близко к ее южному окончанию. Об этом же свидетельствует значительная кривизна Ян-Майенского трансформного разлома, который можно рассматривать как следствие движения северного окончания хр. Ян-Майен. Используя эти данные, было определено положение полюса вращения хребта относительно Евразии. Судя по конфигурации линейных аномалий и простираанию Ян-Майенского разлома, положение полюса менялось между точками с координатами: 63° с. ш., 23° з. д. и 61° с. ш., 17° з. д. одновременно с движением хребта.

Используя полученные полюса вращения, а также координаты полюсов, приведенные в работе Тальвани и Эльдхольма (Talvani, Eldholm, 1977), была получена реконструкция Гренландии, Евразии и Ян-Майенского хребта (рис. 5). Можно видеть, что его контуры, а также область повышенных мощностей осадков и поднятий акустиче-

ского фундамента в его южной части неплохо совпадают с изобатой 500 фатомов.

Из приведенного кинематического анализа следует, что движение хр. Ян-Майен во время образования Норвежской котловины подчинилось иным закономерностям, нежели движение Гренландии относительно Евразии. Это могло быть только в том случае, если Ян-Майенский блок в этот же период времени двигался не как часть Гренландской плиты, как это предполагалось ранее, а как самостоятельная литосферная плита (рис. 6). Следовательно, оправдывается предположение о существовании в зоне между Фарерско-Гренландским порогом и Ян-Майенским трансформным разломом дополнительной литосферной плиты, которую мы предлагаем назвать Ян-Майенской. Поскольку полюс ее вращения относительно Гренландии находился к югу от трансформного разлома Ян-Майен, геодинамическая обстановка вдоль оси раскрытия менялась: к северу от полюса преобладало сжатие, а к югу от него — растяжение. Таким образом, поднятия в северной части хр. Кольбейнсей образовались за счет коробления коры под давлением Ян-Майенского блока на Гренландию. Значительный угол поворота Ян-Майенской микроплиты относительно соседних плит обусловил диагональное положение хр. Ян-Майен, а вместе с ним мощных отложений материкового склона Гренландии по отношению к медианной линии океана. В целом скорость движения Ян-Майенской плиты относительно Гренландии была значительно меньше, чем относительно Евразии. Поэтому линейные магнитные аномалии, соответствующие времени движения плиты, к западу от хребта Ян-Майен как бы «спрессованы» и практически не поддаются идентификации. Очевидно также, что наличие дополнительной плиты означало существование в интервале времени от 60 до 28 млн. лет двух тройных соединений литосферных плит: Ян-Майенской, Гренландской и Евразийской. Одно из них располагалось к западу от Фарерских островов, т. е. там, где впоследствии возник Фарерско-Исландский порог (см. рис. 5). Можно предполагать поэтому, что природа порога и его развитие тесно связаны с эволюцией тройного соединения литосферных плит.

ЭВОЛЮЦИЯ ИСЛАНДСКОГО РЕГИОНА И ПРИРОДА ФАРЕРСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО ПОРОГА

Совокупность фактических геолого-геофизических данных и анализ кинематики литосферных плит позволяют понять причину их деформаций и проанализировать природу Фарерско-Гренландского порога, которая тесно связана с особенностями эволюции Исландского региона в мезозо-кайнозое.

Перед началом раскрытия океана в северо-западной Европе стали формироваться крупные грабенообразные впадины, которые в настоящее время заполнены осадками от пермского до мелового и более позднего возраста мощностью 6—10 км. Впадины представляют собой протяженные, линейные трог, некоторые из которых достигают длины 300 км и имеют ширину 50 км. Троги разделены относительно приподнятыми блоками, где мощность осадочных отложений много меньше. Одна из наиболее протяженных цепочек трогов и подчиненных поднятий длиной свыше 1500 км располагается вдоль западной окраины Европы. К ним относятся: трог Поркьюпайн, трог и поднятия Роколл и Хаттон-Роколл, система впадин в пределах континентальных окраин Ирландии и Великобритании, впадина Фарерско-Шетландского желоба, продолжающаяся в виде впадины плато Воринг и переходящая далее на севере во впадины Баренцева моря (Whitomen et al., 1975; Ziegler, 1975).

Главная фаза рифтогенеза, приведшего к образованию впадин северо-западной Европы, приходится на ранний и средний мезозой, при этом масштаб растяжений в отдельных звеньях этой системы был различным.

Наибольшим он был, по-видимому, во впадине Роколл, где была сформирована кора океанического типа. В других случаях процесс рифтогенеза привел к значительному уменьшению мощности континентальной земной коры и появлению разуплотненной верхней мантии под трогами (Рейнский грабен).

В начале кайнозоя масштаб горизонтальных движений резко увеличивается и единый палеозойский континент раскалывается на отдельные плиты различных размеров. Плиты разделяются разрастающимися срединно-океаническими хребтами и трансформными разломами, которые в разных сочетаниях образуют в плане тройные соединения. Два таких соединения типа хребет — хребет — разлом отделили в самостоятельную литосферную плиту хр. Ян-Майен (см. рис. 6).

Начало спрединга в Северной Атлантике совпадает по времени с затуханием рифтогенеза во впадинах Северного моря, однако некоторые звенья системы трогов вдоль побережья Европы и Гренландии сохранили активность в третичное и более позднее время. Об этом говорят данные о третичных горсто- и грабенообразных структурах и вулканизме на восточном побережье Гренландии (Haller, 1972) и на Британских островах в пределах внутренних и внешних Гебридских трогов (McQuillip, Binns, 1973; Hallam, 1972), отчетливо дизъюнктивный характер сочленения дна и бортов северного и южного сегментов Фарерско-Шетландского желоба, наличие крупных разломов в осадочной толще вдоль его бортов (Корсаков, 1974), горизонтально залегающие четвертичные осадки во впадине плато Воринг.

Движения во впадинах Фарерско-Шетландского желоба, впадине плато Воринг, а также во внутренних и внешних Гебридских трогах в значительной степени повлияли на эволюцию тройного соединения литосферных плит в Исландском регионе, которое было неустойчивым. Это означает, что конфигурация границ плит в окрестностях соединения непрерывно изменялась во времени, и это в свою очередь определило специфическую геодинамическую обстановку. В осях спрединга, составляющих тройное соединение, появилась значительная сдвиговая составляющая, а трансформный разлом, напротив, стал осью растяжения, ориентированного под углом к его простиранию. Эту особенность геодинамической обстановки мы имеем возможность отчетливо наблюдать в настоящее время в строении неовулканической зоны Исландии и в северной части осевой зоны хр. Рейкьянес. В обоих случаях имеется кулисность в расположении структурных элементов, указывающая, что растяжение ориентировано не строго поперек зоны, а под углом к нему (Трифонов 1976). Таким образом, как рифтовая зона Исландии, так и северная часть хр. Рейкьянес, с точки зрения геодинамики, занимают промежуточное положение между типичной осью спрединга и трансформным разломом.

Другой особенностью кинематики плит в Исландском регионе было то, что параметры движения Ян-Майенской литосферной плиты относительно Гренландии и Евразии — полюс вращения и угол поворота — существенно отличались от аналогичных параметров взаимного перемещения последних двух плит. Границы небольшой по размерам Ян-Майенской плиты как бы приспосабливались к кинематике соседних, гораздо более крупных плит. Полюс вращения микроплиты постоянно менялся одновременно с ее перемещением, и это создавало дополнительные напряжения в тех точках, где она соприкасалась с соседними плитами.

Два взаимно-связанных фактора — неустойчивость тройного соединения и перемещение в пространстве полюсов вращения Ян-Майенской плиты — явились теми причинами, которые привели в конечном итоге к нарушению жесткости плит и к образованию грандиозного вулканического массива на месте этого тройного соединения. Нарушение жесткости проявилось в короблении и скупивании краев континентальных блоков, земная кора которых была тонкой и легко поддавалась деформации.

Так были образованы валы и депрессии акустического фундамента, являющиеся южным продолжением хр. Ян-Майен. Отчетливые дислокации осадочной толщи в Исландской впадине и на склонах хр. Кольбейнсей, искривление магнитных аномалий также отмечают частичное нарушение жесткости плит. Геодинамическая обстановка в окрестностях тройного соединения способствовала дроблению новообразованной океанической коры, что облегчило возможность поступления на поверхность огромных масс вулканического материала, сформировавших Фарерско-Гренландский порог. Отметим, что он не является уникальной структурой дна Мирового океана, образование которой связано с неустойчивостью тройного соединения литосферных плит. Аналогичную природу имеет возвышенность Шатского, располагающаяся, так же как и Фарерско-Гренландский порог, в окрестностях тройного соединения плит.

Проведенный анализ позволяет утверждать, что объяснение природы Фарерско-Гренландского порога с позиций гипотезы «горячих точек», широко принятой в тектонике литосферных плит, не оправдалось. Причину интенсивного вулканизма в Исландском регионе следует связывать прежде всего со специфическими геодинамическими условиями, обусловленными эволюцией неустойчивого тройного соединения литосферных плит.

Автор признателен руководителям Геологической обсерватории Ламонт-Доэрти, М. Тальвани и Д. Юингу, за любезное приглашение воспользоваться первичными материалами этой обсерватории. Весьма полезными были обсуждения с Т. Атватер и П. Молнар. Д-р Ж. Франшато любезно предоставил неопубликованные результаты расчетов полюсов вращения плит.

Автор выражает благодарность А. Ф. Бересневу за возможность использования сейсмических данных и Г. Б. Удинцеву, под чьим руководством выполнялись экспедиционные исследования.

Литература

- Башарин А. К., Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М., Чиков Б. М. Структурные связи континентов в докембрии.— Геол. и геофиз., 1973, № 11, 3—14.
- Беляев А. В. Геоморфология Исландского плато. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Корсаков О. Д. О тектонике восточной части Норвежского моря.— Докл. АН СССР, 1973, № 213, № 2.
- Корсаков О. Д. О тектонике Фареро-Шетландского желоба.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, № 5, 23—28.
- Литвин В. М. Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях.— Океанология, 1968, т. VIII, вып. 1.
- Трифонов В. Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения).— Геотектоника, 1976, № 2.
- Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.
- Am K. Aeromagnetic investigations on the continental shelf of Norvegy, Stad-Lofoten (62—69° N).— Norges Geol. Unders., 1970, No. 266.
- Bailey R. J., Gzywacz J. M., Buckley J. S. Seismic reflection profiles of the continental margin bordering Rockoll Through.— J. Geol. Soc. Lond., 1974, v. 130, p. 55—69.
- Bullard E., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1965. A-258, No. 1088.
- Eldholm O., Windisch C. Sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea.— Geol. Soc. America Bull., 1974, v. 85.
- Fleischer U., Holzmann F., Vollbrecht K., Voppel D. The structure of the Iceland—Faeroe ridge from geophysical measurements.— Deutsche Hydrograph. Z., 1974, v. 27, h. 3.
- Hallam A. Relation of palaeogene ridge and basin structures and vulcanicity in the Hebrides and Irish sea regions of the British Isles to the opening of the North Atlantic.— Earth and Planet. Sci. Let., 1972, v. 16.
- Haller J. Tectonic map of East Greenland (1 : 500 000) an account to tectonism, plutonism and volcanism in East Greenland.— Medd. Gronl., 1972, v. 171, No. 5.
- Harland W. B., Gayer R. A. The Arctic caledonides and earlier oceans.— Geol. Mag., 1972, v. 109, No. 4.

- Husebye E. S., Gjoystdal H., Bungum H., Eldholm O.* The seismicity of the Norwegian and Greenland seas and adjacent continental shelf areas.—Tectonophysics, 1975, v. 26.
- Johnson G. L., Southhall J. R., Young P. W., Vogt P. B.* Origin and structure of the Iceland plateau and Kolbeinsey Ridge.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 23.
- Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 12.
- Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.* Plate tectonics. Developments in Geotectonics 6. Amsterdam — London — New York, 1973.
- McQuillin R., Binns P. E.* Geological structure in the sea of the Hebrides.—Nature Phys. Sci., 1973, v. 241, p. 2—4.
- Meyer O., Voppel D., Fletscher U., Closs H., Gekke K.* Results of bathymetric, magnetic and gravimetric measurements between Iceland and 70° N.—Deutsche Hydrograph. Z., 1972, v. 25, h. 5.
- Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E.* Numerical modelling of instantaneous plate tectonics.—Geophys. J. R. astr. Soc., 1974, v. 36.
- Morgan W. I.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 6.
- Sellevo M. A.* Seismic refraction measurements and continuous seismic profiling on the continental margin off Norway between 60° and 69° N.—Norges. Geol. Unders., 1975, No. 316.
- Silver E. A.* Tectonics of the Mendocino triple junction.—Geol. Soc. America Bull., 1971, v. 82.
- Talwani M., Eldholm O.* The continental margin off Norway: A geophysical study.—Geol. Soc. America Bull., 1972, v. 83.
- Talwani M., Eldholm O.* The evolution of Norwegian — Greenland sea.—Geol. Soc. America Bull., 1977, v. 88.
- Talwani M., Windisch C. C., Langseth M. G. J.* Reykianes ridge crest: A detailed study.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 473—517.
- Vogt P. R., Avery O. E.* Detailed magnetic surveys in the Northeast Atlantic and Labrador seas.—J. Geophys. Res., 1974, v. 79, No. 2.
- Vogt P. R., Avery O. E., Schneider E. D., Anderson C. N., Bracey D. R.* Discontinuities in sea-floor spreading—Tectonophysics, 1969, v. 8, No. 4—6.
- Whiteman A., Naylor D., Pegrum R., Rees G.* North sea throughs and plate tectonics.—Tectonophysics, 1975, v. 26.
- Ziegler P. A.* Geologic Evolution of North sea and its tectonic framework.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul., 1975, v. 59, No. 7.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова

Статья поступила
10 мая 1977 г.

УДК 551.24.01 : 550.83.016

В. Ю. КОСЫГИН

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА

В статье рассматриваются вопросы развития земной коры Южно-Охотского региона. На основе анализа новых гравимагнитных данных делается вывод о базификации земной коры.

По вопросу об эволюции земной коры Южно-Охотского региона в настоящее время существуют три гипотезы: континентализации, базификации и гипотеза раздвигового происхождения (новообразования) земной коры.

Первые две гипотезы объясняют развитие коры с позиций фиксизма, третья — с позиций мобилизма.

Сторонники первой концепции (Васильковский, 1962; Сычев, 1966; Марков и др., 1967, и др.) считают, что земная кора Охотского моря представляет собой реликт океанической коры, отгороженный от океана островной дугой, в пределах которого происходят процессы преобразования океанической коры в континентальную.

Сторонники гипотезы о новообразованности Охотского моря на коре континентального типа (Белоусов, 1962; Петрушевский, 1964; Туезов, 1975; Сергеев, 1976, и др.) предполагают здесь наличие процессов деструкции континентальной коры с преобразованием ее в океаническую кору.

Сторонники гипотезы образования земной коры региона вследствие раздвига коромантийных блоков предполагают образование Курильской котловины в результате раздвига земной коры, связанного с отрывом Курильской дуги от Охотского массива и ее дрейфом в юго-восточном направлении (Кропоткин, Шахварстова, 1965, и др.).

В дальнейшем изложении автор будет аргументировать гипотезу базификации земной коры Южно-Охотского региона, вместе с тем окончательно не отвергая другие две концепции, которые в свою очередь объясняют некоторые черты сложного процесса становления и преобразования земной коры исследуемого региона.

За последнее время в пределах южной части Охотского моря накоплено большое количество геолого-геофизических данных, убедительно свидетельствующих в пользу гипотезы базификации земной коры этого региона. Не останавливаясь на рассмотрении этого материала, подробный анализ которого дан в работах И. К. Туезова (1975) и К. Ф. Сергеева (1976), приведем некоторые соображения, вытекающие из анализа гравитационного, а также магнитного аномальных полей, которые, как представляется, также свидетельствуют в пользу гипотезы базификации земной коры района исследований.

В пределах исследуемой площади можно выделить три системы аномалий (рис. 1, 2).

1. Сахалинская система аномалий — система, охарактеризованная преобладанием аномалий субмеридионального (Сахалинского) простиранья.

2. Курильская система аномалий — система, охарактеризованная преобладанием аномалий северо-восточного (Курильского) простиранья.

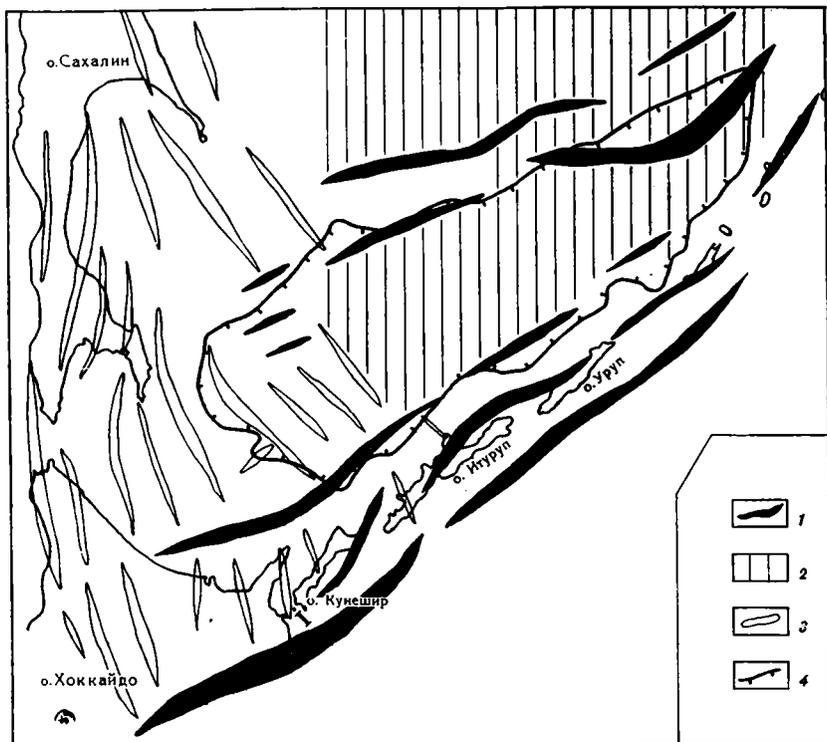


Рис. 1. Схема расположения систем аномалий

1 — оси Курильской системы аномалий; 2 — области, занимаемые Охотоморской системой аномалий; 3 — оси Сахалинской системы аномалий; 4 — контур Курильской котловины

3. Охотоморская система аномалий—система изометричных, малых по амплитуде и разнообразных по величине аномалий.

Сахалинская система аномалий субмеридионального простирания по занимаемой площади охватывает о. Сахалин, о. Хоккайдо, их охотоморские шельфы, западную часть Курильской котловины, а также прослеживается в виде субмеридиональных нарушений гравитационного поля локальных аномалий (Косыгин, 1976) в пределы южного звена Большой гряды Курильских островов.

Курильская система аномалий северо-восточного простирания охватывает Курильскую островную дугу, Курильскую котловину, восточную и южную части Центрального Хоккайдо (см. рис. 1).

Охотоморская система изометричных аномалий малой амплитуды охватывает южную часть Охотоморской плиты, а также центральные районы центральной и восточной частей Курильской котловины (см. рис. 1, 2). В магнитном поле в пределах центральной и восточной частей котловины аномалии отмеченной системы отсутствуют. Здесь в основном развиты аномалии Курильской системы (рис. 3).

Представляет интерес характер сочленения этих трех аномалийных систем.

В пределах западной части Курильской котловины, южного звена Большой Гряды Курильских островов, а также о. Хоккайдо отмечается наложенность Курильской системы аномалий на Сахалинскую.

Так, судя по локальным гравитационным аномалиям (см. рис. 2), в районе юго-восточного борта западной части Курильской котловины максимум Курильской аномалийной системы «обрезает» аномалии субмеридионального простирания Сахалинской системы. Наложённость

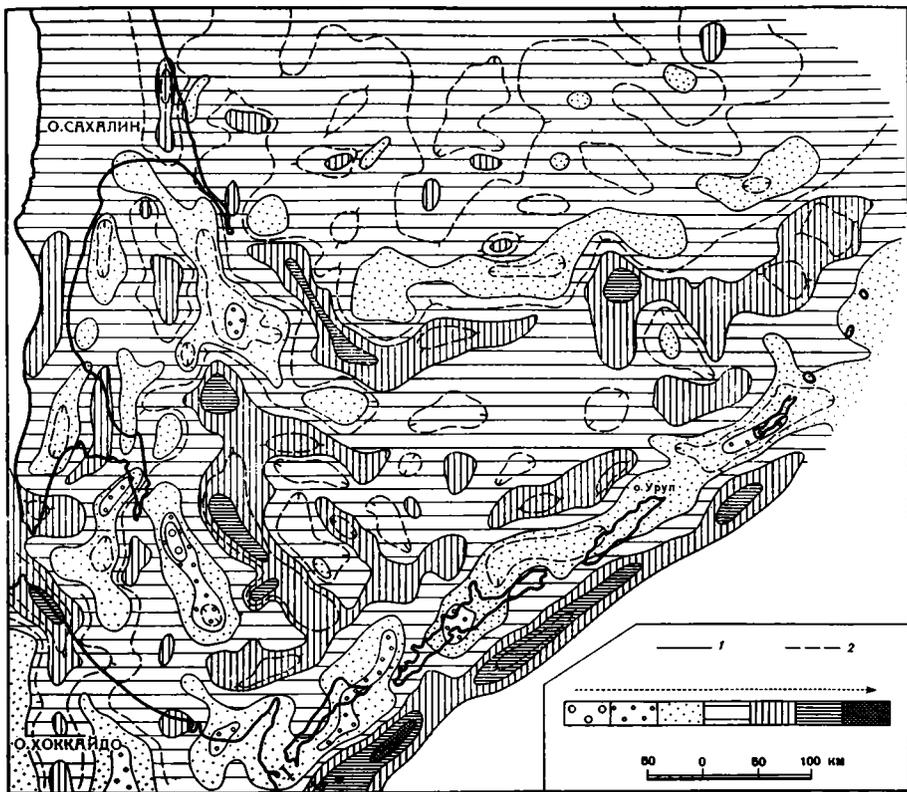


Рис. 2. Схема локальных гравитационных аномалий
 1 — изолинии принятой градации аномального поля; 2 — изолинии промежуточной градации

Курильской системы гравитационных локальных аномалий хорошо выражена в пределах южного звена Большой Курильской гряды, а также центральной части западного борта Курильской котловины.

Наложенный характер Курильской системы аномалий проявляется также и в аномальном магнитном поле в пределах Центрального Хоккайдо, где крупные аномалии северо-восточного простирания секут субмеридиональную систему аномалий (Красный, Кочергин, 1975₂).

Наиболее ярко наложенность Курильской системы аномалий на Сахалинскую проявляется на примере Восточно-Сахалинского регионального магнитного максимума (см. рис. 3), прослеживающегося в виде широкой полосы субмеридионального простирания вдоль восточного побережья Центрального Сахалина на юг в сторону Курильской котловины. В районе северо-западного борта котловины южная оконечность этого максимума разбита резким северо-восточным нарушением магнитного поля, секущий (наложенный) характер которого представляется очевидным. Далее, в пределы западной части котловины максимум прослеживается в качестве отдельных изометричных аномалий, группирующихся в субмеридиональном направлении и являющихся, по-видимому, его фрагментами, еще не переработанными курильской северо-восточной складчатостью.

Южное звено Охотоморской системы аномалий, относящееся к центральной и восточной частям Курильской котловины, представляется отгороженным от последней локальными гравитационными аномалиями северо-восточного простирания, отвечающими северо-западному борту котловины (см. рис. 2).

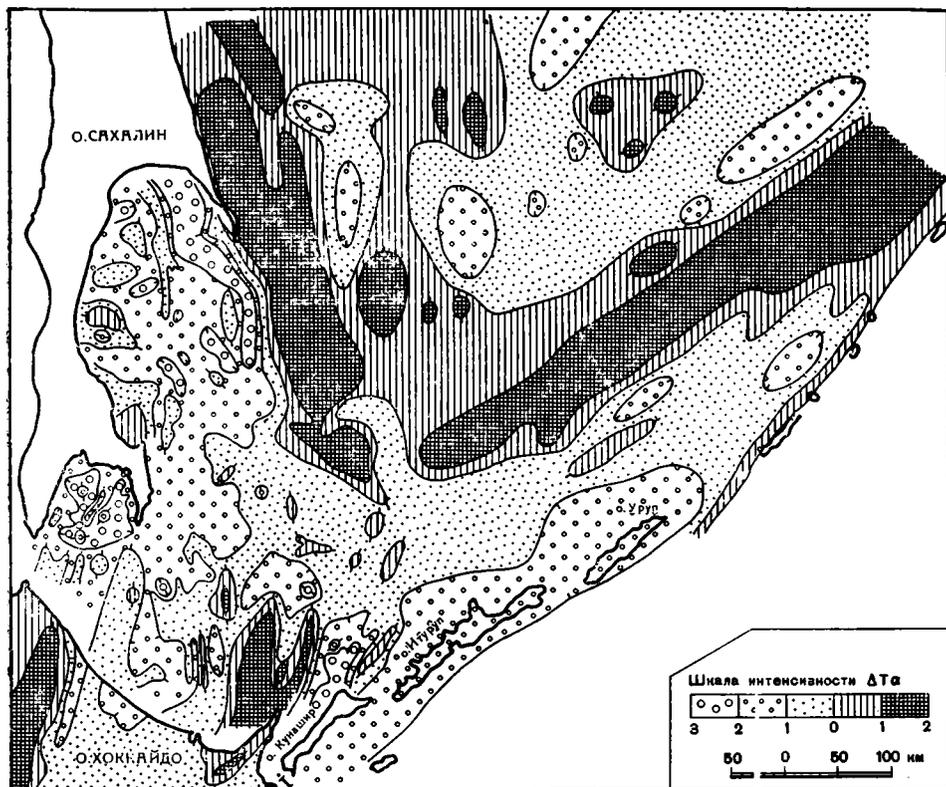


Рис. 3. Схема аномального магнитного поля (по М. Л. Красному, Е. В. Кочергину, О. Н. Соловьеву)

До наложения отгораживающей Курильской системы аномалий Охотоморская аномалийная система в пределах южной части Охотоморской плиты и отмеченных частей Курильской котловины по площади, по видимому, представляла собой единое целое.

В пределах восточной части котловины изометричные аномалии в ряде мест осложняют интенсивный гравитационный максимум Курильской системы (см. рис. 2). Последний скорее всего является наложенным на Охотоморскую систему аномалий.

Отмеченные соотношения систем аномалий указывают на то, что Курильская система на рассматриваемой площади является наложенной (секущей) и обусловлена неоднородностями земной коры, возникшими в более поздний период ее развития, нежели неоднородности, влияние которых сформировало Сахалинскую и Охотоморскую аномалийные системы.

Если предположить, что Сахалинская аномалийная система обусловлена влиянием неоднородностей земной коры Сахалино-Хоккайдской складчатой зоны, Охотоморская аномалийная система — влиянием неоднородностей Охотоморской плиты, а Курильская система аномалий связана с неоднородностями современной Курильской геосинклинали, то для установления наложенности Курильской системы аномалий на другие аномалийные системы можно также привлечь и геологические данные по прилегающим участкам суши.

Наиболее отчетливо по геологическим данным наложенность Курильской геосинклинали на Сахалино-Хоккайдскую складчатую зону наблюдается на о. Хоккайдо.

Действительно, в пределах Восточного Хоккайдо «... существенная перестройка происходит на границе миоцена и плиоцена, когда структуры

северо-северо-восточного простираания начинают распространяться все далее на запад, перерабатывая меридиональные структуры не только западных районов Восточного, но и Центрального Хоккайдо. Эта переработка сопровождается интенсивной вулканической деятельностью» (Марков и др., 1967, стр. 60).

Примечательно, что именно к середине неогена, по геологическим данным (Сергеев, 1976), относится время образования Курильской глубоководной котловины, где также отмечается вулканическая деятельность.

Наложение в пределах о. Хоккайдо северо-восточных структур Курильской современной геосинклинали на более древние субмеридиональные структуры Сахалино-Хоккайдской складчатой зоны, сопровождающееся активной их переработкой, нашло отражение в изометричной форме острова, столь не характерной для большинства крупных островов, входящих в систему островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса.

По данным непрерывного сейсмопрофилирования (данные И. К. Туезова) выявлен ряд антиклинальных структур, образованных «акустическим фундаментом», прослеживающимся непосредственно с Охотоморской плиты в пределы Курильской котловины. Этот факт свидетельствует о наложенности северо-восточной структуры Курильской котловины на более древние структуры Охотоморской плиты.

Таким образом, наложенный характер Курильской аномалийной системы вытекает не только из соображений геометрического порядка, но и из анализа геолого-геофизических данных. Установив взаимодозначное соответствие между системой субмеридиональных структур Сахалино-Хоккайдской складчатой зоны и Сахалинской системой аномалий, системой структур современной Курильской геосинклинали и северо-восточной Курильской системой аномалий, а также между структурами земной коры Охотоморской плиты, центральной и восточной частей Курильской котловины и Охотоморской системой аномалий, можно на основании факта наложенности Курильской аномалийной системы на Охотоморскую и Сахалинскую сделать вывод о наложенности Курильской геосинклинали на Сахалино-Хоккайдскую складчатую зону и Охотоморскую плиту не только в пределах о. Хоккайдо, где это очевидно и из геологических данных (Марков и др., 1967), но и в пределах всей площади Курильской котловины, а также южной части Большой гряды Курильских островов.

Процесс переработки современной Курильской геосинклиналию Сахалино-Хоккайдской складчатой зоны и структур Охотоморской плиты в пределах отмеченных районов сопровождается интенсивным тепловым потоком и вулканизмом (Туезов, 1975).

Считать, что такой процесс ведет к созиданию континентальной коры в пределах района исследований, представляется вряд ли правомерным. Действительно, кроме геолого-геофизических данных, свидетельствующих о погружении исследуемой территории в недавнее геологическое время и о наличии здесь в мезозое и палеозое континентальной коры (Сергеев, 1976), вывод о базификации земной коры района исследований можно сделать и на основании анализа соотношений Сахалинской, Охотоморской и Курильской систем аномалий в пределах Курильской котловины. Сахалин и его шельфы охарактеризованы корой субконтинентального типа. Судя по преобладанию в пределах западной части Курильской котловины аномалий Сахалинской системы (см. рис. 1, 2), можно сделать вывод о наличии в районе современной юго-западной части котловины реликтовых структур сахалинской складчатости, а следовательно, в прошлом и субконтинентальной (сахалинской) коры. Затем произошло наложение Курильской геосинклинали. Процессы переработки последней, более древней сахалинской коры и привели, по-видимому,

здесь к образованию Курильской котловины, а также к деструкции континентальной коры.

В пределах Центральной и Северо-Восточной частей котловины Курильская геосинклиналь наложилась на субконтинентальную кору Охотоморской плиты, что привело к деструкции коры с преобразованием ее в субокеаническую. Наиболее сохранившимся реликтом ранее существовавшей в современных пределах Курильской котловины охотоморской коры является, судя по преобладанию изометричных аномалий Охотоморской системы, центральная часть котловины (см. рис. 1, 2).

Наименее устойчивой относительно процессов базификации оказалась восточная часть котловины. Однако, судя по тому, что отмечаемый здесь интенсивный локальный гравитационный максимум северо-восточного простираения в своей осевой части осложнен изометричными аномалиями Охотоморской системы (см. рис. 2), процесс переработки субконтинентальной коры Охотоморской плиты в океаническую здесь еще полностью не завершен.

Процесс океанизации в пределах южной части Охотского моря можно рассматривать как результат постепенной переработки более древних структур Сахалинской складчатой зоны и Охотоморской плиты современной Курильской геосинклиналью, которая, по всей видимости, закономерно развивается в северо-западном и юго-восточном направлениях.

Здесь надо отметить, что в свете проведенного анализа данных гравиметрии и магнитометрии гипотеза раздвигового происхождения Курильской котловины не находит своего подтверждения. Более того, как это было показано выше, структуры Сахалина и Охотоморской плиты продолжают в пределы Курильской котловины без какого-либо разрыва, что свидетельствует о том, что Курильская котловина скорее всего обязана своим образованием не раздвигу коромантийных блоков «Охотии» и Курильской дуги, а заложилась непосредственно на структурах Сахалина и без существенных перемещений.

Интересно отметить, что проявления вулканической деятельности в пределах района исследований приурочены в большинстве случаев к зонам пересечения Сахалинской и Охотоморской систем аномалий Курильской аномалийной системой. Действительно, подавляющее количество вулканов отмечается в пределах Большой гряды Курильских островов, Восточного Хоккайдо, а также юго-восточного борта Курильской котловины. Эти области совпадают в плане с областями наложения аномалийных систем.

В последнее время получены данные, свидетельствующие о наличии вулканических построек в районе северо-западного борта котловины (Туезов, 1976), где также отмечается наложенность Курильской системы аномалий на Сахалинскую и Охотоморскую.

Как известно, наиболее уязвимой стороной гипотезы океанизации является моделирование такого процесса, который привел бы к преобразованию континентальной коры в океаническую (Белоусов, 1962). Таких процессов предложено множество, однако все они в той или иной степени имеют свои слабые стороны (Ханн, 1973).

Не претендуя на выяснение причин, приводящих к базификации земной коры в рассматриваемом районе, следует отметить, что прежде всего этот процесс должен сопровождаться подтягиванием из мантии к нижним этажам земной коры плотного основного и ультраосновного по составу разогретого глубинного вещества, что приводит к уплотнению низов коры, поднятию границы M и как следствие к сокращению мощности земной коры. Процесс уплотнения низов коры, по-видимому, сопровождается интродуцированием плотного разогретого вещества вдоль линейных, ослабленных ее зон. Это прежде всего глубинные разломы, оконтуривающие блок земной коры Курильской котловины (Гайнанов и др., 1974), вдоль которых отмечаются локальные гравитационные максимумы, по-

видимому, связанные с интрузиями плотных пород; ослабленная сахалинской складчатостью земная кора западной части Курильской котловины, где отмечается ряд локальных гравитационных максимумов субмеридионального простирания.

На основании отмеченных соотношений Сахалинской, Охотоморской и Курильской систем аномалий можно попытаться, привлекая геологические данные (Красный, 1956; Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976), восстановить историю развития земной коры южной части Охотского моря, начиная с позднего мезозоя.

В предверхнемеловую эпоху в пределах всего района исследований существовала так называемая Охотская суша (Красный, 1956; Сергеев, 1976).

Затем в верхнем мелу по системе субмеридиональных разломов заложилась Сахалино-Хоккайдская складчатая зона, охватившая в то время, судя по локальным гравитационным аномалиям Сахалинской системы, Сахалин, Хоккайдо, их охотоморские шельфы, юго-западную часть Курильской котловины и южное звено Большой Курильской гряды.

В конце верхнемеловой эпохи на юго-восточной окраине «Охотии» произошло заложение Курильской геосинклинали, выразившееся образованием прогиба на месте Малой Курильской гряды. В конце мела — начале палеогена Малая гряда была выведена над уровнем моря и с тех пор занимает стабильное положение (Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976).

Далее Курильская геосинклиналь продолжает развиваться в северо-западном направлении. В начале неогена на месте Большой Курильской гряды заложился прогиб северо-восточного простирания, в котором до конца плиоцена в морских условиях накапливались вулканогенно-осадочные отложения (Сергеев, 1976). Этот прогиб фиксируется системой интенсивных локальных гравитационных минимумов северо-восточного Курильского простирания (см. рис. 2). А субмеридиональные нарушения гравитационного поля в районе южного звена Большой Курильской гряды отражают, по-видимому, реликты более древней Сахалинской складчатой зоны, сильно переработанные Курильской геосинклиналью.

Предполагаемые геологами в районе южного звена Большой Курильской гряды разломы северо-северо-восточного и субмеридионального простирания, контролирующие ее эшелонированное строение (Стрельцов, 1976), по-видимому, являются результатом наложения в этом районе северо-восточных структур Курильской геосинклинали на субмеридиональные структуры ранее существовавшей здесь Сахалинской складчатой зоны.

В конце плиоцена — начале четвертичного периода Большая гряда была выведена над уровнем моря и морфологически оформилась в виде ныне существующего поднятия северо-восточного простирания (Сергеев, 1976).

В середине — конце неогена произошло образование Курильской котловины (Сергеев, 1976). Юго-Западная часть котловины заложилась на уже ослабленной сахалинской складчатостью земной коре «Охотии» и поэтому наиболее прогнута: здесь отмечаются наибольшие глубины и мощности осадочной толщи. Центральная и северо-восточная части котловины, судя по наложенности здесь Курильской системы локальных гравитационных аномалий на Охотоморскую, заложилась непосредственно на земной коре «Охотии».

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Васильковский Н. П. О направленности геологических процессов в истории Земли.— Геол. и геофизика, 1962, № 11.
Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974.

- Косыгин В. Ю., Кочергин Е. В., Красный М. Л., Павлов Ю. А.* Основные черты гравитационного и магнитного полей южной части Охотского моря.— В сб.: Геология Дальнего Востока. Владивосток, 1975, стр. 90—101.
- Косыгин В. Ю.* О некоторых особенностях строения и развития земной коры Южно-Охотского региона в свете гравитационных данных.— Тез. докл. на III советско-японском симпозиуме по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. п. Новоалександровск, 1976, стр. 14—15.
- Красный Л. И.* Схема структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— Докл. АН СССР, 1956, т. 107, № 1.
- Красный М. Л., Кочергин Е. В.* Аномальное магнитное поле акваторий заливов Анива и Терпения (южный Сахалин).— в кн.: Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975¹, стр. 74—81.
- Красный М. Л., Кочергин Е. В.* Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Геол. и геофизика, 1975², № 3.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С.* Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 168.
- Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.
- Стрельцов М. И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. М., «Наука», 1976.
- Сычев П. М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966.
- Тузов И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Тузов И. К.* Погребенные и подводные вулканы Курильской котловины Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1976, т. 232, № 1.
- Хашин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

Институт тектоники и геофизики

Статья поступила
16 мая 1977 г.

УДК 551.24:551.76(571.651)

В. Н. ВОЕВОДИН, Н. Г. ЖИТКОВ, В. А. СОЛОВЬЕВ

**ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС МЕЗОЗОИД
ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

В разрезе мезозоид Чукотского полуострова наряду с миогеосинклинальными выделены формации эвгеосинклинального комплекса. Дается характеристика кремнистой, спилит-кераатофировой, гипербазитовой и габбро-плагиогранитной формаций. Выделяются две эвгеосинклинальные зоны — Заливокрестовская и Колючинская. Эвгеосинклинальные образования совместно с нижней молассой выделяются в комплекс поздних мезозоид. Указывается на их переходный характер между колымским и невадийским типами мезозоид.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

В разрезе мезозоид Чукотского полуострова выделяются: комплекс основания (Чукотский массив), миогеосинклинальный комплекс (Чукотская складчатая зона) и вулканогенный комплекс (Восточно-Чукотская вулканическая зона) (Геология СССР, 1970). В 1973 г. в бассейне верховьев р. Кылькаквытвеем авторами были обнаружены кремнисто-вулканогенные образования, ассоциирующие с телами гипербазитов и габбро-плагиогранитов, и выдвинута идея о существовании эвгеосинклинального комплекса в мезозоидах Чукотского полуострова (Косыгин и др., 1974). В последующем кремнисто-вулканогенные образования были обнаружены нами и в других местах западной части Чукотского полуострова в бассейнах рек Амгуэмы, Чынатынгываам, Правого Телекая, Эргувеем. Аналогичные образования закартированы и на востоке Чукотского полуострова (Крюков, Тынанкergав, 1975).

Впервые кремнисто-вулканогенная толща в виде самостоятельной верхнетелекайской свиты юры была выделена А. Н. Легковым в 1958 г. в бассейне р. Телекай, но на этот интересный факт не было обращено должного внимания. Более того, при последующих геологосъемочных работах он не нашел отражения в легенде Чукотской серии листов Государственной геологической карты СССР, и кремнистую часть единой кремнисто-вулканогенной формации продолжали картировать как пролонг триасового миогеосинклинального комплекса, а вулканогенную — как низы мелового вулканогенного комплекса.

Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет выделить на Чукотском полуострове комплекс поздних мезозоид, к которому относятся юрские эвгеосинклинальные кремнисто-вулканогенные образования с сопровождающим их гипербазитовым и габбро-плагиогранитным магматизмом и нижнемолассовые (морские) отложения верхней юры и валанжина. Наблюдаются три зоны распространения комплекса поздних мезозоид: Заливокрестовская, Колючинская и Искатеньская (рис. 1). Искатеньская позднегеосинклинальная впадина, выполненная нижнемолассовыми отложениями верхней юры и валанжина, уже рассматривалась ранее (Аркавий, Воеводин, 1975). Поэтому статья посвящена формационной и структурной характеристике Заливокрестовской и Колючинской зон.

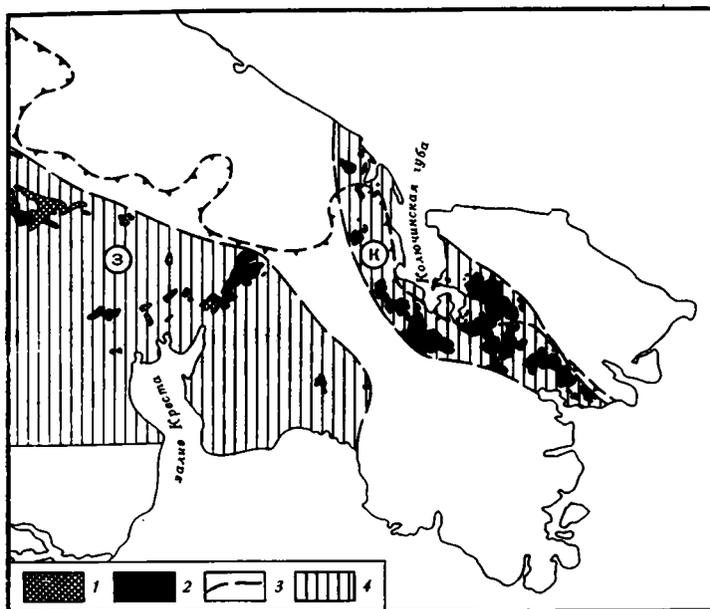


Рис. 1. Схема расположения Заливокрестовской и Колючинской зон поздних мезозойд Чукотского полуострова

1 — выходы верхнеюрских — нижнемеловых терригенных отложений нижней (морской) молассы; 2 — выходы кремнисто-вулканогенных отложений; 3 — границы Восточно-Чукотской вулканической зоны; 4 — зоны поздних мезозойд; З — Заливокрестовская, К — Колючинская

ЗАЛИВОКРЕСТОВСКАЯ ЗОНА

Складчатые кремнисто-вулканогенные отложения обнажаются на небольших площадях в эрозионных окнах и тектонически приподнятых блоках основания Восточно-Чукотской вулканической зоны. Их выходы прослеживаются в субширотном и юго-восточном направлениях от верховьев рек Амгуэмы и Телекай на западе до р. Эргувеем на востоке. Фрагменты разрезов изучались на Кылькаквытском, Верхнеамгуэмском и Правотелекайском участках.

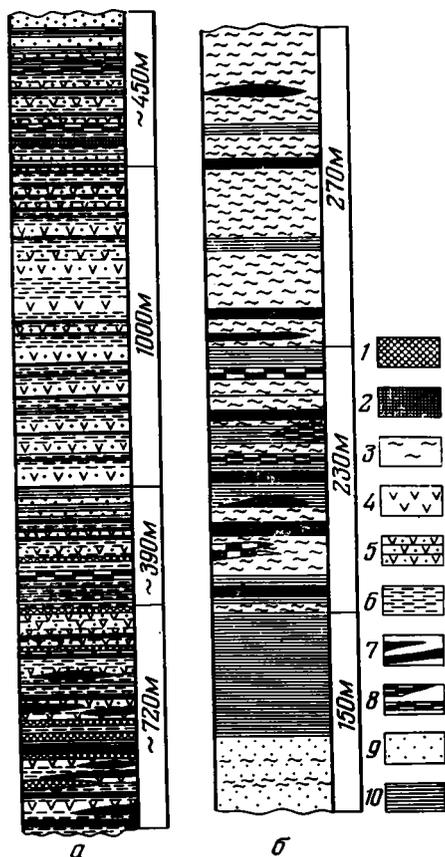
На Кылькаквытском участке фрагмент эвгеосинклинального комплекса (видимой мощностью 650 м) обнажается по руч. Лагерному, где в разрезе выделяют три толщи: нижняя — существенно терригенная, средняя — вулканогенно-кремнистая и верхняя — вулканогенная (рис. 2). Особенности петрографического состава и характер переслаивания иллюстрируются литологической колонкой. Следует только подчеркнуть широкое развитие среди кремнисто-глинистых сланцев турбидитных текстур.

На Верхнеамгуэмском участке эвгеосинклинальный комплекс прослеживается в виде полосы северо-западного простираения вдоль левого берега верховьев р. Амгуэмы (6·14 км) и ее левого притока р. Чынатынгываам (3·7 км). В структурном отношении это горсты, в которых породы находятся в моноклинальном залегании с крутыми (45—55°) углами падения на северо-восток. Выходы отложений располагаются среди морских молассовых отложений позднеюрского — валанжинского возраста, от которых они отделены разрывными нарушениями. Фрагмент разреза мощностью 2600 м изучен в бассейне р. Чынатынгываам, где четко обособляются четыре толщи (снизу вверх): 1 — кремнисто-вулканогенная (720 м), 2 — терригенно-вулканогенная (390 м), 3 — существенно-вулканогенная (1000 м), 4 — вулканогенно-терригенная (450 м) (рис. 2, 3, 4).

В нижней толще наряду со слоистыми ритмично переслаивающимися туфами, туфопесчаниками и туффитами часты слои темно-зеленых лав спилитов и спилитовых порфиритов (от 1 до 5—10 м). В ассоциации с ними находятся маломощные (0,5—3 м) прослои кремнистых туффитов и кремней. В верхних частях толщи наблюдаются карбонатные конкреции (0,1—0,3 м). Такие же конкреции встречаются почти по всему разрезу, но менее часто.

Рис. 2. Стратиграфические колонки кремнисто-вулканогенных отложений: а — Верхнеамгуэмский участок, б — Кылькаквитский участок

1 — спилиты и спилитовые порфириты; 2 — андезитовые порфириты; 3 — зеленые сланцы с участками реликтовых структур спилитов и диабазов; 4 — туфы псаммитовые и гравийные; 5 — гравийные и псаммитовые туффиты, туфогравелиты, туфопесчаники; 6 — алевролитовые и пелитовые туффиты, туфоалевролиты, туфоаргиллиты; 7 — кремни и кремнистые туффиты, яшмы; 8 — известняки и известковые туффиты; 9 — песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые и алевролиты; 10 — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы



Во второй толще ритмичность вулканогенно-осадочных пород выражена хуже. Сравнительно с нижней толщей уменьшается количество прослоев лав, кремней и кремнистых туффитов; увеличивается известковистость пород, появляются прослои известковых туффитов (от 0,5—1 до 10—30 м).

Третья толща сложена отчетливо ритмично слоистыми вулканогенно-осадочными породами (туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфопелитами).

В четвертой толще среди ритмично переслаивающихся вулканогенно-осадочных пород появляются горизонты темных кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников, спилитовых и андезитовых порфиритов. Увеличивается известковистость пород, появляются слои известняков, известковых туффитов и туфопесчаников мощностью 0,5—2 м.

Для всех толщ характерна ритмичность, градационная слоистость и широкое развитие турбидитных текстур в алевропелитовых разностях пород.

В верховьях реки Правый Телекай вулканогенно-кремнистые формации (800—1000 м) распространены в бассейнах ее правых притоков. От

флишоидной формации верхнего триаса они отделены разрывными нарушениями. Резко несогласно на этих толщах залегают континентальная моласса и вулканиты Восточно-Чукотской зоны. По руч. Липовому наблюдается разрез, где наряду с темными песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с зелеными и серо-зелеными туфопесчаниками

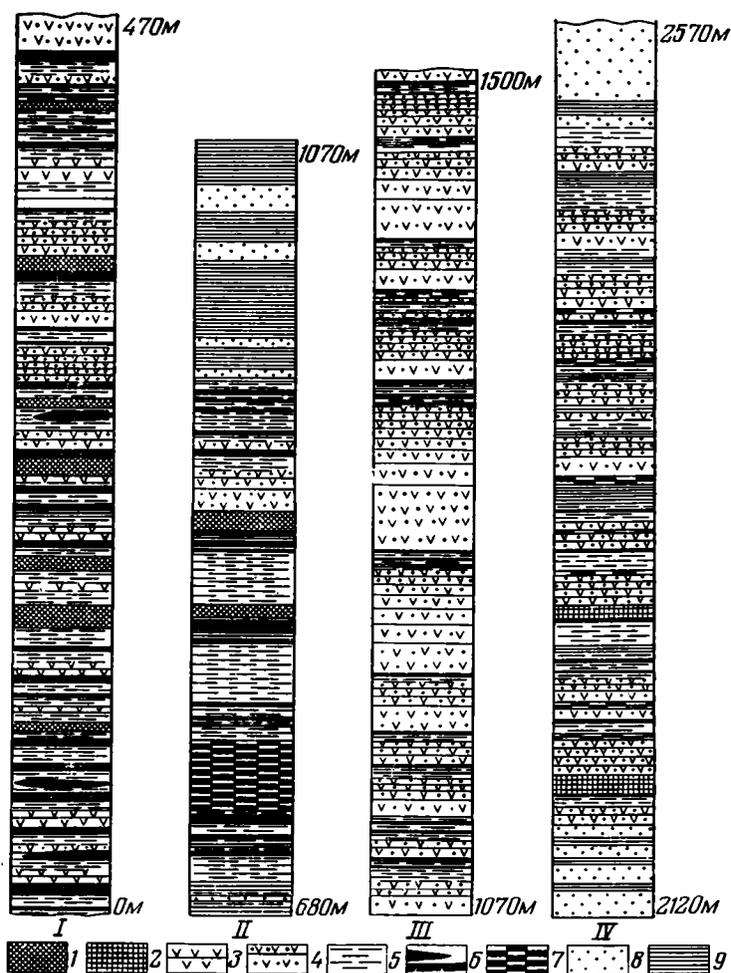


Рис. 3. Строение толщ кремнисто-вулканогенных отложений в бассейне р. Чынгываам

I — первая, II — вторая, III — третья и IV — четвертая толщи; 1 — спилиты и спилитовые порфириды; 2 — андезитовые порфириды; 3 — туфы псаммитовые и гравийные; 4 — гравийные и псаммитовые туффиты, туфогравелиты, туфопесчаники; 5 — алевролитовые и пелитовые туффиты, туфоалевролиты, туфоаргиллиты; 6 — кремни и кремнистые туффиты; 7 — известняки и известковые туффиты; 8 — песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые, алевролиты; 9 — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы

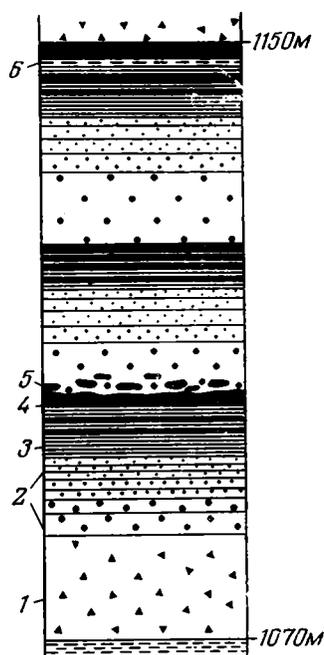
и туфоалевролитами, имеются мощные (до 40—60 м) горизонты спилитовых лав с нечетко выраженной подушечной отдельностью. По руч. Сквозному наблюдались потоки мощностью от 5 до 30 м миндалекаменных лав спилитов и их жерловая фация — вулканический некк, глубоко вскрытый каньоном правого верхнего притока ручья. Среди эффузивных пород распространены спилиты, диабазы и диабазовые порфириды, интенсивно измененные андезитовые порфириды, а в верхней части появляются дацитовые порфириды и кератофиры. Породы формации смяты

в узкие линейные складки северо-западного простирания с углами наклона от 25—30 до 60—70°. Размах крыльев складок достигает сотен метров.

По всем охарактеризованным разрезам часто встречаются сингенетичные брекчии, которые состоят из чередования линзовидных и четко-

Рис. 4. Строение вулканогенно-осадочных ритмов (фрагмент разреза низов третьей толщи)

1 — грубослонистые псаммо-гравийные туффиты; 2 — крупнослонистые псаммитовые туффиты; 3 — тонкослонистые мелкопсаммитовые, алевролитовые и пелитовые туффиты, туфоалевролиты и туфопелиты; 4 — тонко- и микрослойчатые кремнистые туффиты, кремни; 5 — обломки кремнистых туффитов и кремней; 6 — кремнисто-глинистые сланцы



видных прослоев кремнисто-глинистых, глинистых сланцев, туффитов алевропелитовой размерности, туфоалевролитов, туфопесчаников или угловатых обломков этих пород различной окраски и размерности. Отдельные слойки часто гофрированы, смяты в мелкие складки, которые приобретают более сложные формы смятых, скрученных и лежащих складочек, нередко опрокинутых в сторону движения осадка; иногда складочки бывают разорваны. Породы имеют отчетливые следы течения и турбулентности.

Палеонтологическое обоснование возрастного положения кремнисто-вулканогенных отложений Заливокрестовской зоны отсутствует, хотя в бассейне р. Чынатынгываам в кремнях и кремнистых туффитах и обнаружены остатки раковин радиолярий. Однако они плохо сохранены и не поддаются точному определению. Нижний возрастной предел отложений устанавливается по наблюдениям О. Н. Иванова. В бассейне р. Правый Телекай, на водоразделе ручьев Сквозного и Медвежьего, им наблюдалось залегание с угловым несогласием зеленокаменных эффузивов (верхнетелекайская свита) на отложениях флишоидной формации триасового возраста. Верхний возрастной предел определяется по наблюдениям западнее бассейна р. Кылькаквытвеем. Здесь в урзе небольшого ручья левого притока руч. Заячьего (истоки р. Вэнылемвеем) наблюдаются высыпки зеленых сланцев из-под толщи глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников с обильной фауной волжского века верхней юры. Определения фауны произведены К. В. Паракецовым по сборам Е. Ф. Дюбы, а видовой состав повторяет список форм, опубликованный в работе В. П. Аркавого и В. Н. Воеводина (1975). Кроме того, в линзах и слоях внутрiformационных конгломератов, расположенных в верхах песчано-сланцевой толщи верхнеюрского возраста, преобладают гальки спилитов, спилитовых порфиритов, туффитов, туфопесчаников, кремней

и кремнисто-глинистых сланцев. Галька эффузивных и вулканогенно-осадочных пород и кремней в тех или иных количествах устанавливаются и в других районах развития верхнеюрских и валанжинских отложений. Итак, возраст кремнисто-вулканогенных отложений может быть определен не древнее верхнего триаса и не моложе волжского века верхней юры.

Вулканогенная часть описанных фрагментов кремнисто-вулканогенной формации представлена спилитами, диабазами, диабазовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, кератофирами. При этом на Кылькаквытском и Телекайском участках преимущественно развиты спилиты, а на Верхнеамгуэмском — андезитовые порфириты и кератофиры.

Спилиты в разрезе формации преобладают среди других разновидностей эффузивов. Это зеленые и темно-зеленые массивные или миндалекаменные породы афировой или порфировой структуры (спилитовые порфириты). Структуры основной массы интерсертальные, иногда пой-килоофитовые и микродиабазовые.

Для петрохимической характеристики вулканитов кремнисто-вулканогенных формаций было отобрано 24 пробы, что дает возможность установить их основные петрохимические черты и выявить отличия от эффузивов Восточно-Чукотской вулканической зоны. Действительно, химические анализы вулканитов кремнисто-вулканогенных формаций свидетельствуют об их резком отличии от орогенных вулканитов. Основные особенности их химизма заключаются в следующем: 1 — повышенные содержания щелочей; 2 — резкое преобладание натрия над калием; 3 — пониженное содержание кальция и магния; 4 — существенная роль летучих (двуокись углерода, вода). На петрохимической диаграмме фигуративные точки геосинклинальных вулканитов образуют две разобщенные группы — спилитовую и кератофировую. Отсутствие постепенного перехода от спилитов к кератофирам характерно почти для всех спилито-кератофировых формаций (Кузнецов, 1964; Авдейко и др., 1969, 1974). Вариационная линия этих пород имеет резкий перегиб при переходе от спилитов к кератофирам. Аналогичный вид имеют вариационные линии спилито-кератофировых формаций других регионов. При сравнении спилито-кератофировых пород Заливокрестовской зоны с аналогичными породами других регионов устанавливается их близкий состав с геосинклинальными спилито-кератофировыми формациями Камчатки и Новой Зеландии и резкое отличие от вулканитов Восточно-Чукотской зоны, которые соответствуют вулканическим ассоциациям типа Лассен-Пик и Йелоустонского парка. Итак, вулканиты кремнисто-вулканогенной толщи Заливокрестовской зоны принадлежит к спилито-кератофировой формации, которая характерна для комплексов эвгеосинклинальных областей и не имеют себе аналогов среди орогенных вулканитов.

КОЛЮЧИНСКАЯ ЗОНА

Редкие, небольшие по площади выходы кремнисто-вулканогенных отложений в северо-западной части Колючинско-Мечигменского прогиба, отмеченные В. А. Казинским, Ю. В. Крюковым, Г. А. Тынанкергавом в 1973—1974 гг., относились то к триасовому комплексу Чукотских мезозоид, то к валанжинским позднегеосинклинальным отложениям. Фрагменты разрезов вулканогенно-терригенных отложений в бассейнах рек Улювеем, Эргурервеем, Калькеурервеем, Пыкаргуам, по В. А. Казинскому, Ю. В. Крюкову, Г. А. Тынанкергаву, сложены песчаниками, алевролитами, зелеными сланцами, кремнистыми, карбонатно-кремнистыми сланцами, реже известняками и кремнистыми породами. Среди лав развиты массивные и подушечные разности диабазовых порфиритов,

диабазов, спилитов. Видимая мощность отложений колеблется от 130—200 до 600—900 м. В отличие от Заливкрестовской зоны основная масса спилитов здесь имеет четкую подушечную отдельность. Диаметр «подушек» от 0,2—0,4 до 0,7—2,0 м.

Кремнисто-вулканогенная толща в Колючинской зоне смята в линейные складки северо-западного простирания, с углами падения 20—45°.

Стратиграфическое положение вулканогенно-кремнистой толщи определяется несогласным залеганием на миогеосинклинальном комплексе нижнего триаса и перекрытием эффузивами Восточно-Чукотской зоны.

По формационной и структурной характеристике они соответствуют тому же эвгеосинклинальному комплексу, который обособлен и в пределах Заливкрестовской зоны.

ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН

К кремнисто-вулканогенным отложениям приурочены интрузивные тела преимущественно основного состава с отклонением до ультраосновного и умеренно кислого. Ранее такие интрузии довольно часто датировались ранним мелом и считались интрузивными аналогами нижнемеловых вулканитов. Постоянная приуроченность этих интрузивных тел к юрским кремнисто-вулканогенным формациям, петрохимический состав слагающих их пород позволяют рассматривать их как собственно-геосинклинальные магматические образования поздних мезозойд и относить к гипербазитовой альпинотипной и габбро-плагиогранитной формациям.

Небольшие тела гипербазитов в пределах Заливкрестовской эвгеосинклинальной зоны отмечаются в бассейне р. Матачингай и в районе среднего течения р. Эргувеем.

В бассейне р. Матачингай, по данным А. Н. Легкова, М. И. Воробьева и др., гипербазиты вытянуты цепочкой северо-западного простирания, приурочиваясь к зоне разрывных нарушений, и обособляются в виде небольших (десятки метров до 2,5-1 км) тел, представляющих собой тектонические чешуи и линзы вдоль надвиговых нарушений. Сложены они в основном серпентинитами, серпентинизированными гарцбургитами и в меньшей мере пироксенитами — энстатититами. Энстатититы имеют свежий облик и располагаются в центральных частях серпентинитовых массивов. На этом же участке в узких тектонических блоках или в эндоконтактовых частях серпентинитовых массивов широко распространены листвениты. В ассоциации с гипербазитами устанавливаются мелкие тела габбро и габбро-порфиритов.

В районе р. Эргувеем, по данным И. М. Саргиной, М. И. Воробьева и наблюдениями авторов, гипербазиты слагают мелкие тела площадью от 0,2 до 1,0 км². Они приурочены к крупной зоне разрывных нарушений северо-западного простирания. Сложены они серпентинизированными гарцбургитами, серпентинитами, перидотитами, реже встречаются дуниты. Массив гипербазитов, расположенный на северо-западном берегу оз. Анэлегыргын, прорван гранодиоритами нижнемелового возраста. По нашим наблюдениям, субвулканические образования вулканической зоны нижне- и верхнемелового возраста повсеместно прорывают массивы гипербазитов, что однозначно определяет их стратиграфическое положение как доорогенных.

По химическому составу серпентиниты характеризуются высоким содержанием окислов железа, очень низким содержанием (иногда отсутствием) щелочей, кальция и титана, незначительным содержанием глинозема. Цепочечное расположение массивов и их приуроченность к разрывным структурам позволяют полагать наличие в пределах Заливкрестовской зоны мезозойд, поясов альпинотипных гипербазитов, фраг-

менты которых обнажаются из-под вулканитов Восточно-Чукотской зоны. Альпинотипные гипербазиты на Чукотском полуострове сопоставимы с аналогичными образованиями Южно-Анхойской зоны (Пинус, Стерлигова, 1973).

К габбро-плагиогранитной формации в Заливокрестовской зоне нами отнесены интрузивные тела в бассейнах рек Кылькаквытвеем, Пограничная, Правый Телекай, Эргувеем, Сеутакан. Представлены они преимущественно небольшими; площадью от 1—2 км² до первых десятков квадратных километров, секущими в меньшей степени силлообразными телами. Состав их — габбро, диабазы, горнblendиты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты; преобладают габбро. Авторами интрузивные тела габбро-плагиогранитной формации изучались в бассейне р. Кылькаквытвеем. Габброидные интрузии здесь часто имеют полосчатое строение. Полосчатость обусловлена как изменением состава пород от лейкократовых габбро, габбро-диоритов до горнblendитов, так и их структуры — от гигантозернистых разновидностей и крупнокристаллических до мелкозернистых. Преобладают меланократовые мелкозернистые разновидности габбро. Диориты, кварцевые диориты, плагиограниты встречаются как среди массивов габбро и имеют с ними секущие контакты, так образуют и самостоятельные тела. Плагиограниты часто имеют гнейсовидный облик. Для всех массивов этой формации характерны следующие изменения (серицитизация, хлоритизация, серпентинизация).

Основными особенностями химического состава пород габбро-плагиогранитной формации является резкое преобладание натрия над калием при среднем содержании суммы щелочей в 4—5%, более высокое содержание кальция по сравнению с магнием, преобладание закисного железа над окисным. Фигуративные точки на петрохимической диаграмме образуют непрерывный ряд от горнblendитов до плагиогранитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенная формационная характеристика вулканогенно-кремнистых толщ Заливокрестовской и Колючинской зон и находящихся в ассоциации с ними интрузивных образований позволяет выделить здесь кремнистую, спилит-кератофировую, гипербазитовую и габбро-плагиогранитную формации. В совокупности они образуют эвгеосинклинальный комплекс мезозойд Чукотского полуострова, который по составу резко отличается от триасовых терригенных отложений миогеосинклинального комплекса Чукотских мезозойд (Драбкин и др., 1970; Воеводин, Сухов, 1976) и от верхнеюрских — валанжинских отложений Искатеньской впадины (Аркавый, Воеводин, 1975). Основными структурными элементами поздних мезозойд являются Заливокрестовская и Колючинская зоны. Заливокрестовская зона, видимо, вытянута в северо-западном направлении вдоль южного края миогеосинклинальной зоны Чукотских мезозойд. Колючинская зона отделена от Заливокрестовской узкой полосой триасовых терригенных отложений Чукотской складчатой области, имеет также северо-западное простиранье и занимает в восточной части полуострова Колючинско-Мечигменский водораздел.

Ю. М. Пушаровским (1960) отмечалось, что в Чукотской геосинклинальной системе типичные эвгеосинклинальные признаки выражены не полностью, и поэтому здесь должны выделяться промежуточные комплексы между типично миогеосинклинальными (колымский тип мезозойд) и эвгеосинклинальными (невадийский тип мезозойд). Эта идея нашла свое подтверждение и обоснование в работе С. М. Тильмана (1973), которым выделен особый «чукотский тип мезозойд» (Олойская и Гижигинская зоны). Очевидно, эти теоретические выводы можно рас-

пространить и на восточную часть Чукотской системы, в которой эвгеосинклинальные признаки также проявляются не всегда полностью. Но как бы не интерпретировать тектоническую природу мезозойского полуострова, ясно, что наряду с миогеосинклинальным комплексом — нижнемезозойским здесь развит еще один эвгеосинклинальный комплекс — верхнемезозойский. По многим признакам он сравним с комплексом «океанической стадии» (Пейве и др., 1976), но располагается в иной стратиграфической последовательности — не в той, которая должна бы следовать из теории первичной океанической коры. Аномальность соотношения можно объяснить «скупиванием» и «надвиганием», но тогда придется признать аллохтонный характер залегания «комплекса океанической стадии» на «комплексе переходной стадии» или трактовать этот комплекс как «рифтогенный». Поэтому оставив этот вопрос пока открытым, ограничимся констатацией наличия в Восточно-Чукотской зоне эвгеосинклинального комплекса пород, залегающего под вулканогенным (орогенным) комплексом. Выделение эвгеосинклинальных образований в разрезе мезозойского полуострова вносит существенные коррективы как в понимание тектонического строения региона (Косыгин и др., 1974), так и в металлогенические построения (Воеводин и др., 1976).

Литература

- Авдейко Г. П., Храмов Н. А. Петрохимические особенности лав спилито-кератофировых формаций Камчатки.— В кн.: Вопросы петрохимии (материалы к совещанию). Л., изд-во ВСЕГЕИ, 1969.
- Авдейко Г. П., Ванде-Кирков Ю. В., Дмитренко Н. К., Малеев Е. Ф., Пономарев Г. П., Флоренский И. В. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Аркавий В. П., Воеводин В. Н. Позднегеосинклинальные впадины мезозойского полуострова.— В сб.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, изд-во ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1975.
- Воеводин В. Н., Воеводина С. А., Житков Н. Г., Садаков В. К. Скарны в мезозойском эвгеосинклинальном комплексе Чукотского полуострова.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4.
- Воеводин В. Н., Сухов К. С. Тектоника, магматизм и некоторые черты металлогении мезозойского Восточной Чукотки.— Сов. геология, 1976, № 4.
- Геология СССР, т. XXX, кн. 1. Северо-Восток СССР. М., «Недра», 1970.
- Косыгин Ю. А., Воеводин В. Н., Житков Н. Г., Соловьев В. А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканогенных поясов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4.
- Крюков Ю. В., Гынанкергаев Г. А. Стратиграфия меловых образований восточной части Чукотского полуострова.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. (Тез. докл. межведомственного стратиграф. совещ.). Магадан, изд-во СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пинус Г. В., Стерлигова В. Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов.— Геология и геофизика, 1973, № 12.
- Пуцаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойского Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.

Дальневосточный институт
минерального сырья
Институт тектоники и геофизики
Хабаровск

Статья поступила
3 мая 1977 г.

УДК 551.242(7)

А. А. НИКОНОВ

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

По инструментальным данным составлена первая схема современных вертикальных движений Северо-Американского материка.

В северной части господствует куполовидное поднятие со скоростью $\geq 5-10$ мм/год. Поднятие с максимальной скоростью (до 40 мм/год) отмечается локально в юго-восточной Аляске. Высокие скорости воздымания на равнине и в Кордильерах связываются с движениями гляциоизостатической природы. По периферии последнего (висконсинского) оледенения отмечаются дифференцированные движения отдельных тектонических структур со скоростью $-4 - +4$ мм/год. Вдоль атлантического побережья материка фиксируются погружения со скоростью $-2 - -6$ мм/год, по-видимому, первично тектонического происхождения.

В целом распределение современных вертикальных движений определяется главным образом гляциоизостатическими процессами в северных частях материка и собственно тектоническими — в южных.

Анализ карт современных, т. е. происходящих в течение последних десятилетий, вертикальных движений крупных участков континентов позволяет выявить целый ряд важных для тектоники и геофизики закономерностей. До настоящего времени только два крупных региона имеют основанные на инструментальных измерениях карты современных вертикальных движений земной коры — это Восточная Европа и Фенноскандия.

О современных вертикальных движениях Северо-Американского материка до сих пор были известны, да и то в малой мере, полученные разными методами и на разных участках интересные, но разрозненные данные (Small, 1963; Hicks, Shofnos, 1965; Meade, 1966; Frost, Lilly, 1966; Andrews, 1970; Reports..., 1973; Swanson, Thurlow, 1973; Holdahl, Morrison, 1974). Между тем при разнообразии и хорошей изученности тектонического строения и истории развития этого континента выяснение регионального распределения современных вертикальных движений сулит новые важные результаты в познании современной динамики поверхности и земной коры. Изучению вертикальных движений материка Северной Америки благоприятствует протяженная береговая линия с многочисленными уровнемерными пунктами, протяженная, особенно вблизи побережий, сеть линий повторного нивелирования. К настоящему времени наиболее обеспечены исходными данными атлантическое побережье США и Канады, север Мексиканского залива, район Великих озер, отдельные участки Калифорнии, Британской Колумбии и юго-восточной Аляски, где уровнемерные наблюдения ведутся с первой четверти — середины нашего века, а в отдельных пунктах — с конца XIX в. (Gutenberg, 1941; Pierce, 1961; Hicks, 1968; Whitten, 1970). Вместе с результатами повторного нивелирования с интервалами в 20—35 лет по ряду линий, главным образом в США, это позволило автору составить первую региональную схему (рис. 1) современных движений материка с учетом всех доступных геодезических и уровнемерных данных, в том числе карт отдельных участков.

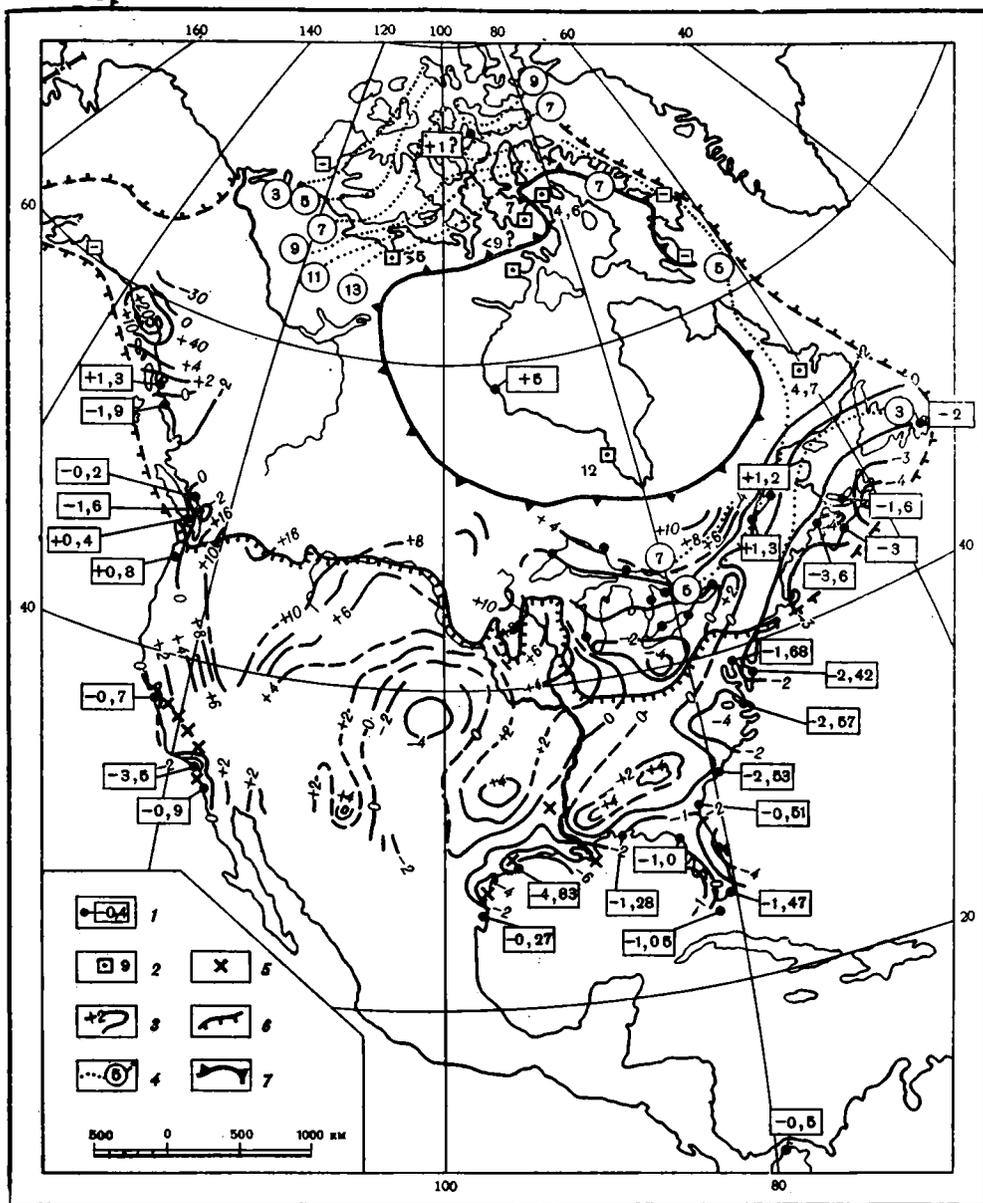


Рис. 1. Схема современных вертикальных движений Северной Америки. Составил автор по американским материалам

1 — уровневые посты и величины скорости движений суши в $мм/год$; 2 — пункты, где определена скорость движений за последние 3—1 тыс. лет по геолого-геоморфологическим признакам и радиоуглеродным датировкам. В поднимающихся пунктах скорость дана сбоку в $мм/год$, в опускающихся — только знаком минус внутри квадрата; 3 — изолинии скорости современных движений суши в $мм/год$ с учетом эвстатического повышения уровня Мирового океана в 1 $мм/год$; 4 — изолинии скорости современного поднятия, рассчитанные Д. Эндрюсом по данным о послеледниковом поднятии в результате освобождения от ледниковой нагрузки; 5 — участки anomalно быстрого погружения поверхности за счет техногенных факторов, главным образом откачки подземных флюидов; 6 — граница последнего (висконсинского) оледенения; 7 — Лаврентийский ледниковый щит в конце его существования (центральная наиболее мощная часть Северо-Американского ледникового покрова)

Составление схем проходило следующим образом. Сначала были отобраны представительные уровневые данные, в которых отражен долговременный тренд относительных вертикальных перемещений среднего уровня моря и суши. Используются данные приблизительно 50 уровней пунктов, главные из которых показаны на схеме. Значения относительных движений рассчитаны с применением современных методов американскими авторами (Twenhofel, 1952; Pierce, 1961; Hicks, Shofnos, 1965; Hicks, 1968, 1972; Barnett, 1970; Dohler, Ku, 1970; Jong, Sienbenhuener, 1972; Swanson, Thurlow, 1973). На схеме в уровнях пунктов показаны значения скорости движений суши с учетом повышения уровня Мирового океана на величину 1 мм ежегодно, что дает абсолютные величины скорости движений.

Затем от опорных уровней пунктов вдоль линий повторного нивелирования наносились с необходимой генерализацией значения скорости вертикальных движений по геодезическим данным (Montgomery, 1948; Small, 1963; Whitten, 1970; Reports..., 1973; Meade, 1975; Reilinger, Oliver, 1976). После этого проводились изолинии скорости движений с учетом особенностей геологического строения и геоморфологии.

Для отдельных лучше обеспеченных данными участков почти без изменения использовались карты американских авторов (Hicks, Shofnos, 1965; Frost, Lilly, 1966; Vaniček, Hamilton, 1972; Swanson, Thurlow, 1973; Holdahl, Morrison, 1974). Однако карты некоторых участков (Meade, 1975) не могли быть использованы из-за формального подхода к геодезическим данным при их составлении.

При существующих методах получения и обработки данных для большинства уровней пунктов обеспечивается точность в пределах $\pm 0,5$ мм/год, при удалении от берегов морей точность снижается из-за накапливающихся при нивелировании случайных ошибок. Поэтому изолинии движений за пределами береговой линии не могут претендовать на точность, более высокую чем ± 1 мм/год.

Полученная схема отражает вертикальную составляющую движений главным образом регионального масштаба и вековой длительности. На ней не отражены местные или даже захватывающие крупные площади подвижки, связанные с сильными землетрясениями, такими, как Сан-Францисское 1906 г., Аляскинское 1964 г., Сан-Фернандо 1971 г. и др., не отражены также и кратковременные знакопеременные движения в связи с гидрометеорологическими факторами и локальные погружения при искусственных откачках флюидов. Такого рода данные рассмотрены автором в другой работе (Никонов, 1977). Представленная схема не может заменить точную карту современных вертикальных движений, составление которой входит в план подкомиссии по Северной Америке Международной комиссии по современным движениям земной коры. Тем не менее схема, по-видимому, обладает достаточной точностью, чтобы служить для выявления общих закономерностей, сопоставления с рельефом и структурами и геологической интерпретации.

Как же распределены современные вековые вертикальные движения и как это распределение может быть объяснено?

Прежде всего обратимся к северной ледниковой области континента, чтобы убедиться в том, в какой мере распределение современных движений согласуется с распространением и динамикой Лаврентийского покрова, иначе говоря, в какой мере движения можно считать гляциостатическими.

Как известно, область бывшего Лаврентийского ледникового покрова, мощность которого в центральной части оценивается в 3000 м, в течение голоцена испытывала интенсивное поднятие (Грачев, Долуханов, 1969; Papers..., 1970; Walcott, 1972, 1975). Величины и скорости этого поднятия определяются по современному высотному положению и деформации послеледниковых морских террас там, где имеются их радио-

углеродные датировки. Наивысшая морская граница послеледникового времени известна в юго-восточной части Гудзонова залива на абсолютной высоте около 285 м. С учетом гораздо более раннего начала воздымания и величины эвстатической трансгрессии около 50 м за последние 12 000 лет максимальная величина поднятия с начала таяния последнего ледникового покрова должна была составить не менее 400 м. В центральноледниковой области скорость воздымания падала экспоненциально от 60—80 мм/год 6—7 тысяч лет назад до нескольких миллиметров в год 2—3 тысячи лет назад (Грачев, Долуханов, 1969).

В нескольких пунктах указанным способом удалось определить среднерасчетную скорость воздымания за последние 1—3 тысячи лет. Внутри центральноледниковой области величины скорости поднятия в этот период превышали 5 мм/год, а в южной части Гудзонова залива — 12 мм/год (Bird, 1954; Papers..., 1970). Тот факт, что в единственном представительном уровнемерном пункте на территории бывшей центральноледниковой области (пункт Черчилл, провинция Манитоба, Канада) после специальной обработки скорость поднятия оказалась (Vaggett, 1970) всего 5 мм/год (вместо ранее дававшихся величин 10 и 6 мм/год), не является показателем столь малой скорости поднятия суши в центре ледниковой области. Дело в том, что этот уровнемерный пост находится в устье одноименной крупной реки, к тому же на аккумулятивной косе, активно застраиваемой. Поэтому сравнительно низкая скорость поднятия может быть связана как с естественным уплотнением дельтовых отложений, так и с дополнительным влиянием в последние десятилетия строительных нагрузок, как это известно и в других аналогичных пунктах (Никонов, 1977).

Вблизи края последнего (висконсинского) ледникового покрова наклон земной коры на величину 1 мм на 1 км в столетие от центра к периферии установлен еще до 40-х годов уровнемерными наблюдениями на Великих озерах (Gutenberg, 1941), позднее этот факт подтвержден гидростатическим нивелированием на берегах и геометрическим нивелированием вдоль отдельных железнодорожных линий (Papers..., 1970). Из последних наиболее показательна линия северо-западного простирания, т. е. поперек к фронту бывшего ледникового покрова, в провинции Квебек. На протяжении около 400 км от зал. Св. Лаврентия скорость воздымания возрастает от 1—2 до 10—11 мм/год (Frost, Lilly, 1966), аналогичный результат получен по линии также северо-западного простирания к юго-западу от Великих озер и следует из данных по северной части Великих равнин (Meade, 1975). Отдельные несогласования изгибов изолиний современных движений и границы висконсинского оледенения не имеют решающего значения, так как в ходе сокращения оледенения фронт ледника испытывал значительные изменения и нагрузка перераспределялась.

Таким образом, для южного и юго-восточного флангов Лаврентийского ледникового покрова картина в общем концентрического положения изолиний скорости современных движений, т. е. сводообразного характера поднятия на месте последнего ледникового покрова, может считаться вполне подтвержденной. То же самое в еще большей степени доказано для области Фенноскандинавского ледникового покрова в Европе (Käägiäinen, 1953; Kukkamäki, 1975; Никонов, 1973, 1977). Большие скорости и большой наклон современного поднятия в центральноледниковой области Лаврентийского покрова по сравнению с таковыми в области Фенноскандинавского покрова легко объясняются в рамках гляциоэвстатической теории большей мощностью и более поздним (на 3 тысячи лет) исчезновением ледникового покрова в Америке.

Сходство в проявлении современных движений в областях обоих ледниковых покровов обнаруживается также в направленности и характере движений в периферической области оледенения. Области совре-

менного поднятия окружены поясом (или цепочкой продольных участков) опускания со скоростью 1—3 мм/год, которые проще всего интерпретируются как компенсационные. Как и на востоке и юго-востоке Фенноскандии, на юго-восточной периферии Лаврентийского щита изолинии современных движений не только повторяют контуры покрова (точнее, изолиний его мощности и фаз сокращения), но и начинают отражать отдельные структуры и морфоструктуры фундамента. Так, восточнее Великих озер изолинии современных движений не только вытягиваются к северо-востоку в направлении аппалачских структур, но и отражают автономный рост (с относительной скоростью 2,2—2,8 мм/год) гранито-гнейсового купола Адирондак, имеющего 200×140 км в поперечнике (Isachsen, 1975). Соизмеримый по величине участок северо-западнее города Квебек в Канаде, выраженный в рельефе возвышенностью, наоборот, испытывает резкое опускание со скоростью до 4 мм/год (Frost, Lilly, 1966; Hamilton, 1969).

Иными словами, здесь, как и на восточной периферии Фенноскандии (Никонов, 1973, 1977), можно говорить о переходе (возврате) от движений гляциоизостатических к собственно тектоническим, гораздо менее интенсивным.

Уникальную возможность изучения процесса гляциоизостатического воздымания в его начальной стадии мы имеем в архипелаге Александра на юго-восточной Аляске в районе 58° с. ш. Дело в том, что ледниковый щит южной Аляски в голоцене не сокращался, как все другие ледниковые покровы и шапки, а, наоборот, разрастался в результате увеличения влажности воздуха. В районе Глейшер-Бэй отмечаются две фазы наступания ледников 7 и 4,2 тыс. лет назад, а около 3 тысяч лет назад наступление ледников в этом районе стало всеобщим (Марков, 1967). Вокруг зал. Якутат они, например, увеличились в длину на 100 км. Интенсивное таяние и сокращение выводных ледников и ледниковой шапки в целом в этом районе началось лишь в последние столетия. Так, тот же залив Глейшер-Бэй протяженностью около 100 км, еще 200 лет назад почти целиком заполненный льдом, в настоящее время от него почти свободен. Только за период с 1880 по 1946 г. покрытая ледниками площадь сократилась здесь на 453 км^2 , т. е. на 35% (Goldwait, 1959).

Здесь на сравнительно небольшой площади расположено 30 уровнемерных постов, часть которых действует с конца прошлого — начала нынешнего века. Это дало возможность американским исследователям (Pierce, 1961; Hicks, Shofnos, 1965) определить скорости поднятия и даже составить карту современных движений этого участка (рис. 2). Карта дополнена нами согласно результатам повторного нивелирования (Montgomery, 1948; Amand, 1957). Две особенности современных движений участка наиболее примечательны. Прежде всего это концентрическое расположение изолиний поднятия с центром как раз над участком самого недавнего и активного сокращения ледниковой шапки. Распределение величин скорости поднятия совершенно не коррелируется с резко расчлененным горным рельефом этого участка (рис. 3).

Во-вторых, это очень высокие скорости поднятия — 8—22 мм/год, которые фиксируются неизменно на некоторых уровнемерных постах в течение всего нашего столетия или даже с 1890 г. В центре района (на площади 230 км^2) поднятие составляет 40 мм/год и для него характерен большой градиент скорости, особенно в окрестностях зал. Глейшер-Бэй (до $5 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$). Здесь только в течение нашего столетия суша поднялась почти на 2 м.

Столь высокая скорость вековых поднятий уникальна на всем земном шаре (отвлекаясь от сейсмических и вулканических движений) для настоящего времени. Лишь непосредственно после таяния крупных материковых ледниковых покровов, т. е. 12—7 тыс. лет назад, земная кора поднималась, по расчетам, с подобной скоростью (Грачев, Долуханов,

1969; Никонов, 1977). В сущности природа здесь предоставила нам возможность наблюдать в миниатюре начальные этапы процесса гляциоизостатического воздымания земной коры, о которых в других местах мы судим по косвенным данным. Резкое локальное поднятие на месте растаявших в течение 100—200 лет ледников зал. Глейшер-Бэй, по-видимому, здесь суммировалось с более обширным поднятием всего архипелага Александра и прилежащего материка за счет таяния местной ледниковой шапки в течение последних тысячелетий. Этот пример наглядно показывает реальность выводов и представлений о проявлении гляциоизостатических движений.

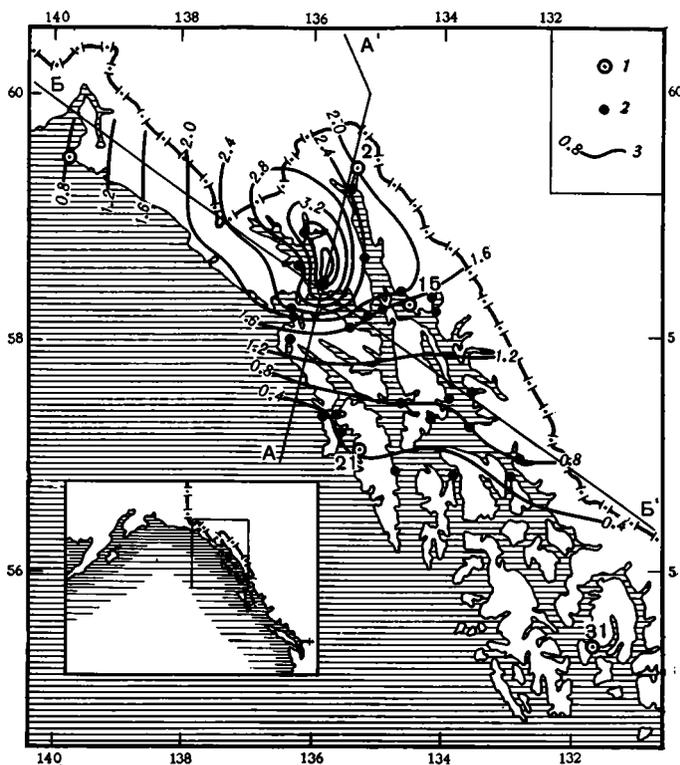


Рис. 2. Карта современных вертикальных движений земной коры Южной Аляски (по Hicks and Shoofus, 1965). Эвстатическое повышение уровня Мирового океана учтено путем добавления величины 1 мм/год

1 — уровневые пункты с длительными рядами наблюдений — с конца прошлого или начала нынешнего столетия; 2 — уровневые пункты с короткими рядами наблюдений; 3 — изолинии современных движений

Во внеледниковой зоне Америки движения значительно более дифференцированы по площади и знаку, а величины скорости обычно не превышают первых миллиметров в год (см. рис. 1). Первое, что бросается в глаза на схеме, это сплошное погружение Атлантического побережья материка со скоростью 2—4 мм/год. То же характерно для побережий Мексиканского залива, в северо-западной части которого ежегодные погружения даже превышают 10 мм. Тихоокеанское побережье в целом более стабильно, скорости движений большей частью не выходят за пределы ± 1 мм/год. Но изменения скорости вкрест простиранья берега, а вместе с тем и вкрест простиранья основных геологических структур и горных цепей Кордильер, на западе континента очень велики. Судя по результатам повторного нивелирования (эпохи 1929—1963 гг.)

по трем поперечным линиям (Small, 1963), горная страна Кордильер в целом поднимается со скоростью от нескольких миллиметров в год до 10—16 мм/год. Казалось бы, это доказывает высокую современную тектоническую активность Кордильер, как обычно и принимают (Магницкий, 1965; Мещеряков, 1965). Но более детальное рассмотрение показывает, что поднятие на севере в 5—10 раз быстрее, чем на юге, несмотря на одинаковый порядок абсолютных высот гор и одинаковые структуры.

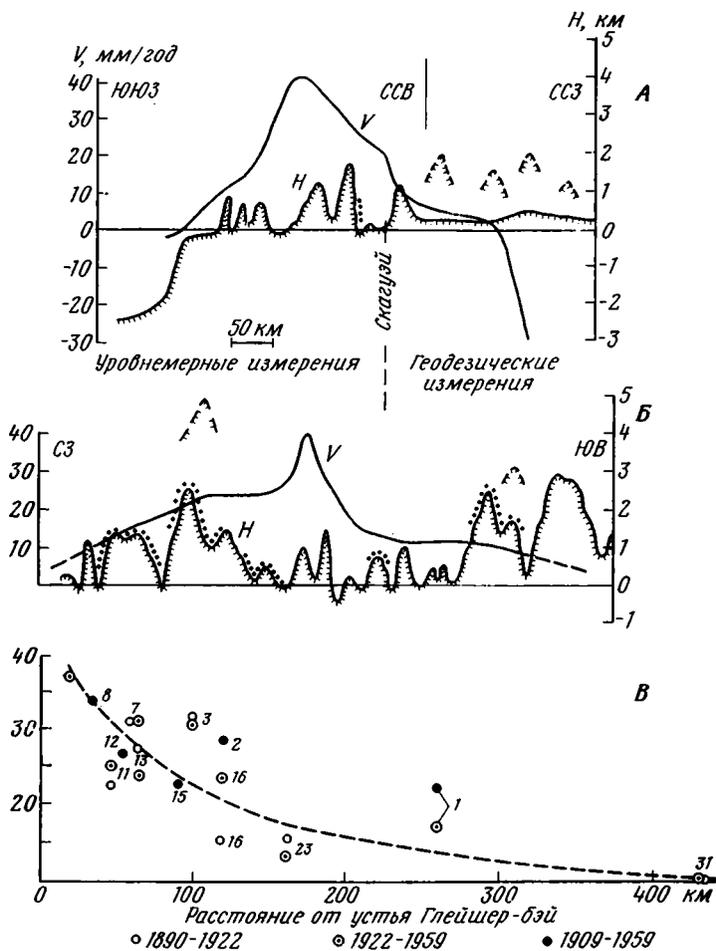


Рис. 3. Профили через участок максимального поднятия юго-восточной Аляски. Составлены автором. А, Б — конкретные профили, местоположение см. на рис. 2; В — распределение величин скорости поднятия в зависимости от расстояния от центра поднятия

И в данном случае резко повышенные величины скорости поднятия гор к северу, с приближением к границе бывшего сплошного ледникового покрова, наиболее естественно объясняется воздействием прежней ледниковой нагрузки, тем более что за пределами сплошного покрова были развиты меридионально вытянутые отдельные ледниковые шапки на хребтах и ледниковые бассейны в котловинах, где мощность льда во время последнего оледенения достигала 2,5 км. Именно с последним обстоятельством, по нашему мнению, проще всего в рамках теории гляциоизостазии связывать тот факт, что максимум поднятий приурочен не к

основным горным цепям, а межгорному бассейну и плато Колорадо (см. Мещеряков, 1965). Если это так, то современное собственно тектоническое поднятие мезозойско-кайнозойского складчатого пояса Кордильер оценивается всего несколькими *мм/год*.

Близкими величинами (2—4 *мм/год*) измеряется скорость поднятия низких Аппалачских гор и Уошито (плато Озарк) на месте областей герцинской складчатости во внеледниковой зоне (Ханн, 1974). Тектоническая природа поднятий подчеркивается хорошим совпадением простирания изолиний движений и простирания складчатости, а также общим согласованием или даже совпадением контуров изолиний современных движений и рельефа (см. рис. 1). Совсем недавно при обработке материалов повторного (1911—1951 гг.) нивелирования в штате Нью-Мексико выявлено небольшое, менее 100 *км*² в диаметре, куполовидное поднятие в пределах рифтовой долины Рио-Гранде (Reilinger, Oliver, 1976). Скорость этого поднятия достигает 4—6 *мм/год*, а градиент — порядка $1 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$. Не будучи выраженным в рельефе, оно в то же время хорошо согласуется с геофизическими и геологическими признаками нахождения в этом месте на глубине 18 *км* и более магматического тела. На этом основании предполагается причинная связь между локальным современным поднятием и активностью магматического очага.

Общее погружение атлантического побережья от Ньюфаундленда до границы США с Мексикой, сложенного палеозойскими породами в северной части и мезозойско-кайнозойскими в южной, вряд ли является чисто тектоническим. Тем более его нельзя объяснить (кроме северо-восточного участка) компенсационным погружением вдоль границ гляциоизостатического поднятия.

Одну из причин столь широко распространившегося погружения можно видеть в прогибании всей полосы шельфа (шириной 100—400 *км*) под нагрузкой вод послеледниковой трансгрессии (Papers..., 1970), при которой толща вод Мирового океана увеличилась более чем на 50 *м*. По расчетам некоторых американских исследователей, скорость погружения по этой причине оценивается величиной около 1 *мм/год*. Ускоренное (до 6 и даже 10 *мм/год*) погружение отдельных участков северного берега Мексиканского залива связано с дополнительным влиянием уплотнения рыхлых отложений, особенно в дельтах рек. Так, в дельте р. Миссисипи опускания за счет уплотнения осадков оцениваются в 1,16 *мм/год* (Каплин, 1973).

За счет уплотнения дельтовых осадков можно отнести локальные опускания поверхности дельтовых участков в Калифорнии — у слияния рек Сакраменто и Сан-Иоахим со скоростью 1,25 *мм/год* и в Британской Колумбии — в устье р. Фрезер со скоростью 1,4—2,0 *мм/год* (Papers, 1970). Эти данные получены путем нескольких повторных нивелировок в 1912—1964 гг. в Калифорнии и непрерывных уровнемерных наблюдений в 1914—1967 гг. на нескольких постах у побережья Британской Колумбии.

В США хорошо известны локальные опускания поверхности на территории водохранилищ, крупных городов и нефтеносных полей; местами они составляют несколько (до 10) метров и происходят со скоростью 5—10 и даже 30—70 *мм/год*. Они здесь не рассматриваются, так как доказана овязь их возникновения с интенсивной откачкой флюидов и искусственными нагрузками.

Проведенное рассмотрение позволяет по проявлению вековых вертикальных движений подразделить Северо-Американский континент на несколько зон. Поскольку, как было показано, решающее значение в проявлении и характере современных вертикальных движений имеет последнее (висконсинское) оледенение, представляется целесообразным выделить прежде всего зоны: гляциальную, перигляциальную и экстрагляциальную.

Гляциальная зона, охватывающая большую, хотя и наименее изученную северную часть материка, характеризуется в общем равномерным куполообразным поднятием со скоростью 3—10 мм/год и более. Это поднятие осуществляется практически независимо от предшествующей геологической истории, тектонических структур и рельефа. Перигляциальная зона шириной в несколько сот километров пересекает центральную часть материка, в целом опоясывая границу последнего оледенения. В этой зоне происходит переход от поднятий к слабым опусканиям, величины скорости обычно не превышают 1—3 мм/год, в движениях отражаются отдельные локальные структуры.

В экстрегляциальной зоне крупные участки поднятий (до +5 мм/год) чередуются с участками опускания (до —4 мм/год), причем в их расположении можно видеть связь с геологическими структурами и рельефом. Наконец, можно выделить приморскую (приатлантическую) зону шириной 100—200 км, где господствуют опускания (—2÷—6 мм/год), вероятно, в основе первично тектонического происхождения.

После написания настоящей статьи автору стала известна публикация о современных вертикальных движениях на востоке США (Brown, Oliver, 1976). В отличие от других работ и от данной статьи авторы оперируют исключительно данными повторного нивелирования, используя кроме протяженных и большое количество коротких линий. Это позволяет, по их мнению, более уверенно выделять относительные движения в связи с геологическими структурами и рельефом. Авторы приходят к выводам об унаследованности знака (но не средней скорости) современных движений на востоке США от фанерозойских движений, о значительном пространственном согласовании современных движений с геологическими структурами (погружение прибрежных равнин Атлантики и Мексиканского залива, поднятие Аппалач со скоростью до 6 мм/год в соответствии с герцинской геологической структурой или рельефом), о незначительной роли гляциоизостазии на юге Великих озер.

Сделанные на большом и тщательно обработанном геодезическом материале, выводы авторов согласуются с приведенными в настоящей статье — в той ее части, которая относится к востоку США.

Литература

- Грачев А. Ф., Долуханов П. М. Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии.— В кн: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Марков К. К. Аляска. Природа, 1967, № 5.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Никонов А. А. Современные движения земной коры Фенноскандии.— Современные движения земной коры, Тарту, 1973, № 5.
- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., «Наука», 1977.
- Хашин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. М., «Недра», 1974.
- Atand P. S. Geological and geophysical synthesis of the tectonics of portions of British Columbia, the Yukon territory and Alaska.— Bull. geol. Soc. America, 1957, v. 68, No. 10.
- Andrews J. T. Present and postglacial rates of uplift for glaciated northern and eastern North America derived from postglacial uplift curves.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 2, part 2.
- Barnett D. M. A reexamination and reinterpretation of tide gauge data for Churchill, Manitoba.— Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, No. 1.
- Bird B. Postglacial marine submergence on Central Arctic Canada.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, No. 5.
- Brown L. D., Oliver J. E. Vertical crustal movements from levelling data and their relation to geologic structure in the eastern United States.— Rev. Geophys. Space Phys., 1976, v. 14, No. 1.
- Dohler G. C., Ku L. F. Presentation and assessment of tides and water level records for geophysical investigations.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 2, part 2.
- Frost N. H., Lilly J. E. Crustal movement in the lake St. John area in Quebec.— Canad. Surveyor, 1966, v. XX, No. 4.

- Goldwait R. P.* Post Wisconsin glacial changes in Southeast Alaska.—Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, No. 12, part 2.
- Gutenberg B.* Changes in sea level postglacial uplift and mobility of the Earth's interior.—Bull. Geol. Soc. America, 1941, v. 52.
- Hamilton A. C.* Summary report on studies of recent crustal movements in Canada. Проблемы современных движений земной коры, М., «Наука», 1969.
- Hicks S. D.* Sea level — a changing reference in surveying and mapping.—Surveying and Mapping, 1968, v. 28, No. 2.
- Hicks S. D.* Vertical crustal movements from sea level measurements along the east coast of United States.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 30.
- Hicks S. D., Shofnos W.* The determination of land emergence from sea level observations in southeast Alaska.—J. Geophys. Res., 1965, v. 70, No. 14.
- Holdahl S. R., Morrison N. L.* Regional investigations of vertical crustal movements in the US using precise levellings and mareograph data.—Tectonophysics, 1974, v. 23, No. 1—4.
- Jong S. H., Siebenhuener H. F. W.* Seasonal and secular variations of sea level on the Pacific coast of Canada.—Canad. Surveyor, 1972, v. 26, No. 1.
- Isachsen J. W.* Possible evidence for contemporary doming of the Adirondak mountains, New York, and suggested implications for regional tectonic and seismicity.—Tectonophysics, 1975, v. 29, No. 1—4.
- Kukkamäki T. J.* Report of the work of the Fennoskandian Subcommission. Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Изд-во «Валгус», 1975.
- Käärjäinen E.* On the recent uplift of the Earth's crust in Finland.—Fennia, 1953, v. 77, No. 2.
- Meade B. K.* Report of the Sub-Commission on recent crustal movements in North America.—Ann. Acad. Sci. Fenn., ser. A. III, 90, Helsinki, 1966.
- Meade B. K.* Report of the Sub-Commission on recent crustal movements in North America. Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Изд-во «Валгус», 1975.
- Montgomery R. H.* Precise levelling on the Alaska Highway.—Amer. Geophys. Union Trans., 1948, v. 29, No. 1.
- Papers presented at the Symposium on recent crustal movements, Ottawa, Canada, March 18—19.—Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 2.
- Pierce C.* Is sea level falling or the land rising in south-east Alaska?—Surveying and Mapping, 1961, v. 21, No. 1.
- Reilinger R., Oliver J.* Modern uplift associated with a proposed magma body in the vicinity of Socorro, New Mexico.—Geology, 1976, v. 4, No. 10.
- Reports of geodetic measurements of crustal movement, 1906—1971, 1973. US Department of Commerce, Rockville.
- Small J. B.* Interim report on vertical crustal movement in the United States. Washington, 1963.
- Swanson R. L., Thurlow C. I.* Recent subsidence rate along the Texas and Louisiana coasts as determined from tide measurements.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 15.
- Twenhofel W. S.* Recent shore-line changes along the Pacific coast of Alaska.—Amer. J. Sci., 1952, v. 250.
- Vaniček P., Hamilton A. C.* Further analysis of vertical crustal movement observations in the Lac St. Jean area, Quebec.—Canad. J. Earth Sci., 1972, v. 9, No. 9.
- Walcott R. J.* Late Quaternary vertical movements in eastern North America: quantitative evidence of glacio-isostatic rebound.—Rev. Geophys. and Space Physics, 1972, v. 10, No. 4.
- Walcott R. J.* Characteristics of recent uplift in North America. Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Изд-во «Валгус», 1975.
- Whitten C. A.* Crustal movements from geodetic measurements. Earthquake displacement fields and the rotation of the Earth, Dordrecht, 1970.

Гляциальная зона, охватывающая большую, хотя и наименее изученную северную часть материка, характеризуется в общем равномерным куполообразным поднятием со скоростью 3—10 мм/год и более. Это поднятие осуществляется практически независимо от предшествующей геологической истории, тектонических структур и рельефа. Перигляциальная зона шириной в несколько сот километров пересекает центральную часть материка, в целом опоясывая границу последнего оледенения. В этой зоне происходит переход от поднятий к слабым опусканиям, величины скорости обычно не превышают 1—3 мм/год, в движениях отражаются отдельные локальные структуры.

В экстрагляциальной зоне крупные участки поднятий (до +5 мм/год) чередуются с участками опускания (до —4 мм/год), причем в их расположении можно видеть связь с геологическими структурами и рельефом. Наконец, можно выделить приморскую (приатлантическую) зону шириной 100—200 км, где господствуют опускания (—2÷—6 мм/год), вероятно, в основе первично тектонического происхождения.

После написания настоящей статьи автору стала известна публикация о современных вертикальных движениях на востоке США (Gtown, Oliver, 1976). В отличие от других работ и от данной статьи авторы оперируют исключительно данными повторного нивелирования, используя кроме протяженных и большое количество коротких линий. Это позволяет, по их мнению, более уверенно выделять относительные движения в связи с геологическими структурами и рельефом. Авторы приходят к выводам об унаследованности знака (но не средней скорости) современных движений на востоке США от фанерозойских движений, о значительном пространственном согласовании современных движений с геологическими структурами (погружение прибрежных равнин Атлантики и Мексиканского залива, поднятие Аппалач со скоростью до 6 мм/год в соответствии с герцинской геологической структурой или рельефом), о незначительной роли гляциозостази на юге Великих озер.

Сделанные на большом и тщательно обработанном геодезическом материале, выводы авторов согласуются с приведенными в настоящей статье — в той ее части, которая относится к востоку США.

Литература

- Грачев А. Ф., Долуханов П. М. Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии.— В кн: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.
- Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Марков К. К. Аляска. Природа, 1967, № 5.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Никонов А. А. Современные движения земной коры Фенноскандии.— Современные движения земной коры, Тарту, 1973, № 5.
- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., «Наука», 1977.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. М., «Недра», 1974.
- Atand P. S. Geological and geophysical synthesis of the tectonics of portions of British Columbia, the Yukon territory and Alaska.— Bull. geol. Soc. America, 1957, v. 68, No. 10.
- Andrews J. T. Present and postglacial rates of uplift for glaciated northern and eastern North America derived from postglacial uplift curves.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 2, part 2.
- Barnett D. M. A reexamination and reinterpretation of tide gauge date for Churchill, Manitoba.— Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, No. 1.
- Bird B. Postglacial marine submergence on Central Arctic Canada.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, No. 5.
- Brown L. D., Oliver J. E. Vertical crustal movements from levelling data and their relation to geologic structure in the eastern United States.— Rev. Geophys. Space Phys., 1976, v. 14, No. 1.
- Dohler G. C., Ku L. F. Presentation and assessment of tides and water level records for geophysical investigations.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 2, part 2.
- Frost N. H., Lilly J. E. Crustal movement in the lake St. John area in Quebec.— Canad. Surveyor, 1966, v. XX, No. 4.

- Goldwait R. P.* Post Wisconsin glacial changes in Southeast Alaska.—Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, No. 12, part 2.
- Gutenberg B.* Changes in sea level postglacial uplift and mobility of the Earth's interior.—Bull. Geol. Soc. America, 1941, v. 52.
- Hamilton A. C.* Summary report on studies of recent crustal movements in Canada. Проблемы современных движений земной коры, М., «Наука», 1969.
- Hicks S. D.* Sea level — a changing reference in surveying and mapping.—Surveying and Mapping, 1968, v. 28, No. 2.
- Hicks S. D.* Vertical crustal movements from sea level measurements along the east coast of United States.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 30.
- Hicks S. D., Shofnos W.* The determination of land emergence from sea level observations in southeast Alaska.—J. Geophys. Res., 1965, v. 70, No. 14.
- Holdahl S. R., Morrison N. L.* Regional investigations of vertical crustal movements in the US using precise relevelings and mareograph data.—Tectonophysics, 1974, v. 23, No. 1—4.
- Jong S. H., Siebenhuener H. F. W.* Seasonal and secular variations of sea level on the Pacific coast of Canada.—Canad. Surveyor, 1972, v. 26, No. 1.
- Isachsen J. W.* Possible evidence for contemporary doming of the Adirondak mountains, New York, and suggested implications for regional tectonic and seismicity.—Tectonophysics, 1975, v. 29, No. 1—4.
- Kukkamäki T. J.* Report of the work of the Fennoscandian Subcommission. Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Изд-во «Валгус», 1975.
- Kääriäinen E.* On the recent uplift of the Earth's crust in Finland.—Fennia, 1953, v. 77, No. 2.
- Meade B. K.* Report of the Sub-Commission on recent crustal movements in North America.—Ann. Acad. Sci. Fenn., ser. A. III, 90, Helsinki, 1966.
- Meade B. K.* Report of the Sub-Commission on recent crustal movements in North America. Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Изд-во «Валгус», 1975.
- Montgomery R. H.* Precise levelling on the Alaska Highway.—Amer. Geophys. Union Trans., 1948, v. 29, No. 1.
- Papers presented at the Symposium on recent crustal movements, Ottawa, Canada, March 18—19.—Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 2.
- Pierce C.* Is sea level falling or the land rising in south-east Alaska?—Surveying and Mapping, 1961, v. 21, No. 1.
- Reilinger R., Oliver J.* Modern uplift associated with a proposed magma body in the vicinity of Socorro, New Mexico.—Geology, 1976, v. 4, No. 10.
- Reports of geodetic measurements of crustal movement, 1906—1971, 1973. US Department of Commerce, Rockville.
- Small J. B.* Interim report on vertical crustal movement in the United States. Washington, 1963.
- Swanson R. L., Thurlow C. I.* Recent subsidence rate along the Texas and Louisiana coasts as determined from tide measurements.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 15.
- Twenhofel W. S.* Recent shore-line changes along the Pacific coast of Alaska.—Amer. J. Sci., 1952, v. 250.
- Vaniček P., Hamilton A. C.* Further analysis of vertical crustal movement observations in the Lac St. Jean area, Quebec.—Canad. J. Earth Sci., 1972, v. 9, No. 9.
- Walcott R. J.* Late Quaternary vertical movements in eastern North America: quantitative evidence of glacio-isostatic rebound.—Rev. Geophys. and Space Physics, 1972, v. 10, No. 4.
- Walcott R. J.* Characteristics of recent uplift in North America. Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Изд-во «Валгус», 1975.
- Whitten C. A.* Crustal movements from geodetic measurements. Earthquake displacement fields and the rotation of the Earth, Dordrecht, 1970.

УДК 551.24(063)

ХРОНИКА

ТЕКТОНИКА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

С 30 января по 2 февраля 1978 г. в Москве состоялось совещание, посвященное строению, происхождению, истории развития и полезным ископаемым Средиземноморского пояса, созданное Междуведомственным тектоническим комитетом при ОГГГ АН СССР. В работе совещания приняли участие около 500 представителей различных научно-исследовательских и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Свердловска, Новосибирска и других городов РСФСР, а также представители союзных республик: Украинской, Молдавской, Грузинской, Армянской, Азербайджанской, Туркменской, Узбекской, Киргизской и Таджикской. Были заслушаны 38 докладов и около 30 выступлений в прениях.

Средиземноморский пояс протягивается в широтном направлении, занимая южные районы территории Советского Союза от Карпат до Памира, и уходит в значительной своей части за границу.

В пределах пояса имеются крупные месторождения полезных ископаемых, в том числе строительных и декоративных материалов, металлов, нефти и газа, размещение которых находится в закономерной связи с его тектоническим строением. Поэтому от правильности представлений о тектонике пояса, об истории его развития зависят успехи разведки и поисков новых месторождений.

Изучение Средиземноморского пояса представляет также большой интерес для решения важнейших теоретических проблем геотектоники. Недаром, как отмечали докладчики и участники совещания, на материалах пояса создавались и проверялись крупнейшие геотектонические обобщения, начиная от работ Э. Зюсса, Э. Ога, М. Бертрана, затем В. В. Белоусова, Л. Кобера, М. В. Муратова, Ж. Обуэна, А. В. Пейве, В. Е. Хаина и кончая гипотезой тектоники литосферных плит.

Совещание открыл председатель Междуведомственного тектонического комитета М. В. Муратов. Им же в первом докладе было дано тектоническое районирование пояса и очерчены основные проблемы его строения и развития. В частности, обосновывалось представление об ограничении пояса с востока Гималаями.

В выступлении Д. П. Резвого отмечалось, что выделение протяженных поясов — пережиток контракционной гипотезы, и предлагалось расчленить Средиземноморский пояс на отдельные самостоятельные части, подчеркнув тем самым блоковое строение земной коры.

В докладе В. Е. Хаина об основных этапах истории тектонического развития Средиземноморского пояса было высказано предположение о его заложении в рифее на среднепротерозойской континентальной коре, подвергшейся затем раздроблению. В позднем рифее и начале палеозоя в пределах пояса было уже много бассейнов с корой океанического типа. Границы пояса во времени менялись. В рифее он был шире современных его границ, в палеозое сместился к северу, а в альпийском этапе сместился к югу, что отмечали также А. А. Белов и А. Л. Книппер. В докладе Е. Д. Сулиди-Кондратьева, Ю. Я. Кузнецова и В. В. Козлова отстаивалось, однако, представление о постоянстве положения в течение фанерозоя северной границы Африкано-Аравийского кратона с субокеаническим поясом Тетис, выраженной глубинным Гибралтаро-Оманским офиолитовым швом.

Историю развития Средиземноморского пояса как в палеозое, так и в мезозое и кайнозое В. Е. Хаин коррелировал с тектоническими процессами, происходившими в Атлантическом поясе. Для юрско-мелового времени им предполагаются два океанических бассейна, соответствующие двум офиолитовым зонам (Вардарско-Северо-Анатолийской и Загросско-Таврской и их продолжениям), разделенные микроконтинентами, или срединными массивами. Иной вариант отстаивал в докладе А. Л. Книппер, который считает северную полосу офиолитов истинной сутурой Мезотетиса, а южную — возникшей при вторичных надвигах «срединных» массивов (Мендересс, Битлис и т. д.), на внешние части краевых офиолитовых аллохтонов. В докладе А. Л. Книппера также отстаивался вывод о том, что на месте Альпийского складчатого сооружения в юрский и меловой период располагался океан Тетис.

В докладе А. А. Белова отмечалось, что для более обоснованных суждений об условиях заложения и докембрийской истории развития Средиземноморского пояса необходимы дополнительные стратиграфические, геохронологические и петрографические исследования сильнометаморфизованных комплексов отдельных массивов пояса и их корреляция между собой и с комплексами фундамента смежных платформ. В Средиземноморском поясе им были выделены южная часть, которая после байкальской складчатости причленялась к древним ядрам Гондванской платформы, и северная часть, где геосинклинальные процессы продолжались в течение рифея и палеозоя. Для северной части пояса основной складчатостью, завершившей формирование континентальной коры, явилась герцинская, после которой остался незамкнутым лишь относительно узкий на кавказском пересечении и расширяющийся к востоку позднепалеозойский бассейн. Его развитие завершилось поздне триасовой раннекембрийской складчатостью, когда уже началось раздробление южной части пояса и образование мезозойского Тетиса. Самостоятельное значение киммерийской эпохи складчатости для Альпийской области подчеркивалось также в докладах В. Е. Хаина и В. И. Славина.

Интересную модель альпийского развития Средиземноморско-Гималайской подвижной зоны предложил в докладе В. В. Белоусов. Им выделены предгеосинклинальная, доинверсионная, инверсионная, послепосинверсионная и орогенная стадии, каждая из которых отличается различными эндогенными режимами. Последние характеризуются определенными тепловыми состояниями тектоносферы и связаны с процессами разогревания и остывания верхней мантии и коры. Движущим механизмом тектонического развития признается неравномерный в пространстве и во времени подъем материала из нижних слоев нижней мантии в верхнюю мантию и кору, что отражает общий процесс дифференциации Земли.

В докладе Е. Е. Милановского на основании детальнейшего фактического материала была рассмотрена кинематика тектонических движений Средиземноморского геосинклинального пояса на раннеорогенной и позднеорогенной стадиях альпийского этапа. Среди факторов, вызывающих латеральные сокращения, складчатость и покровные деформации, автором признается общее сужение всего пояса в целом, субдукция платформенных областей под пояс, сжатие отдельных складчатых зон между отдельными жесткими блоками внутри пояса и его «крамой», а также расширение площадей срединных массивов в связи с подъемом мантийных диапиров, воздымание внутренних зон и их расширяющее воздействие на внешние зоны. Е. Е. Милановский также допускает чередование в течение кайнозоя общепланетарных эпох сжатия и растяжения и общее расширение поверхности планеты в течение последних 5—10 млн. лет, что хорошо подтверждается материалами по Средиземноморскому поясу.

Ю. В. Чудинов считает, что структура и история развития Альпийской области могут быть хорошо объяснены с позиции гипотезы расширяющейся Земли.

Глубинное строение пояса по данным геофизических исследований было рассмотрено в докладах В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова, Л. П. Винника, Н. В. Соллогуб и Л. В. Дехтяревой. В частности, были отмечены субмеридиональные полосовые утолщения коры до 50—55 км, прослеживающиеся от Восточно-Европейской платформы на юг, в Средиземноморский пояс, а также субмеридиональная зональность в структуре верхней мантии Кавказа. Были отмечены также горизонтальные скоростные неоднородности в структуре верхней мантии Памира и Гиндукуша, где выделяется высокоскоростной блок мощностью около 300 км, интерпретированный Л. П. Винником как выступ литосферы древнего щита.

П. Н. Кропоткин в выступлении отметил еще недостаточное использование геологами для изучения Средиземноморского пояса геофизических методов, в частности палеомагнетизма.

Всестороннему обсуждению на совещании подверглись проблемы тектоники и происхождения глубоководных впадин внутренних морей. В докладах М. В. Муратова, Л. И. Лебедева, Я. П. Маловицкого, А. Е. Шлезингера, А. Л. Яншина, Д. А. Туголесова, В. В. Соловьева и И. С. Чумакова рассматривались вопросы строения осадочного чехла, континентального склона, кайнозойской палеогеографии глубоководных бассейнов Средиземного, Черного и Каспийского морей. При этом часть авторов (А. Л. Яншин и др.) считает, что в конце миоцена или начале плиоцена дно впадин испытало интенсивные кратковременные и значительные опускания (провалы глубиной до 6—8 км), образовав некомпенсированные осадочными отложениями депрессии. На акватории Средиземного и Южно-Каспийского морей еще более интенсивное опускание произошло в четвертичное время. Однако И. С. Чумаков полагает, что уже в домессинское время существовали глубокие некомпенсированные впадины внутренних морей, возникшие не путем обрушений, а в результате постепенного прогибания. Серединой миоцена датирует возникновение глубоководной впадины Черного моря Д. А. Туголесов. Вместе с тем и те и другие исследователи согласны, что в доплиоценовое или в досреднемиоценовое время средиземноморские бассейны представляли собой обширные эпиконтинентальные депрессии, которые сформировались на жесткой континентальной коре.

Я. П. Маловицкий в докладе о Тектонической карте дна Средиземного моря доказывал, что Восточное и Центральное Средиземноморье являются краевой частью Африканской плиты, а не безгранитным остатком Мезотетиса.

В отношении генезиса глубоководных впадин внутренних морей мнения исследователей также разделились. А. Л. Яншин, Е. В. Артюшков, А. Е. Шлезингер считают, что

причиной их образования являются глубинные процессы, приводящие к прогреванию и фазовым переходам в консолидированной коре, к ее уплотнению и утонению и к потрожению, создававшему глубокие депрессии поверхности Земли.

Раздвиговой, рифтовой природой объясняют их происхождение Ш. А. Адамия, Н. А. Беляевский, И. П. Гамкрелидзе, А. Е. Михайлов, П. Н. Кропоткин и В. Е. Хаин.

Е. Е. Милановский объясняет их образование многопричинно: мантийными диапирами, сопровождавшимися растяжением и базификацией, а также некоторым влиянием движений вдоль трансконтинентальных рифтовых систем.

Ряд докладов был посвящен тектонике и истории развития Кавказского региона. В сообщении Г. И. Баранова и И. И. Грекова доказывалось сложное покровное строение герцинского фундамента Большого Кавказа. С этим не согласился Г. А. Михеев; к осторожности при выделении шарьяжных пластин в метаморфических комплексах призвал Ю. Я. Потапенко.

В докладе В. Н. Шолпо об альпийской геодинамике Большого Кавказа отмечалось влияние степени консолидированности доальпийской коры на альпийскую геосинклинальную зональность и возникающие типы складчатости. Развитие мегантиклинория Большого Кавказа и характер складчатых деформаций лучше объясняется, по его мнению, гипотезой глубинного диапризма, чем горизонтальным сокращением земной коры и внешними сжимающими усилиями, приложенными к складчатой области.

М. Б. Лордкипанидзе и Г. С. Закаридзе мезозойско-кайнозойскую историю Кавказа представили в виде развития активной вулканической окраины Тихоокеанского типа (в палеогене Средиземноморского типа). С ними в принципе были согласны М. Г. Ломизе, М. К. Суханов и А. А. Цветков, которые уточнили положение и тектоническую характеристику края юрского Тетиса на Кавказе, выделили для более мелких отрезков времени некоторые другие типы активных окраин. А. А. Ковалев, Ю. В. Карякин, А. О. Шмидт рассмотрели историю тектонического развития Кавказа в свете тектоники литосферных плит.

В интересном сообщении Н. В. Короновского отмечается огромной интенсивности вспышка эоценового вулканизма на территории Закавказья, Ближнего и Среднего Востока, которая связывается с глобальными растяжениями. Обстановка этого времени не соответствовала современным островным дугам.

И. А. Резанов и В. И. Шевченко отметили противоречие между результатами структурного анализа, приводящего к представлению о ведущей роли самостоятельных горизонтальных напряжений при формировании структуры Кавказа, и историко-геологическими данными (преобладание «сквозного» герцинско-альпийского развития, с чем несогласны А. А. Белов и А. Л. Книппер), исключаящими взаимные горизонтальные перемещения основных тектонических зон Кавказа.

В. Н. Шолпо в выступлении указал на несоизмеримость толщины доказанных шарьяжных пластин (5—10 км) с постулируемой мобилизмом на порядок большей мощностью перемещающихся литосферных плит.

Ряд сообщений был посвящен тектонике Карпат. О. С. Вялов и соавторы продемонстрировали складчато-покровное строение как Внутренних, так и Внешних Карпат на всем протяжении Карпатской дуги; подчеркнута ведущая роль позднемеловых движений для Внутренних Карпат и миоцен-плиоценовых — для Внешних с границей раздела по Пьенинской утесовой зоне.

В докладе Г. Н. Доленко и соавторов тектоническое развитие Украинских Карпат рассматривалось в свете тектоники литосферных плит.

М. А. Бээр, С. Л. Бызова продемонстрировали палеотектонические реконструкции Карпато-Динарского региона для эпох позднего триаса, поздней юры и раннего эоцена. Последние выполнены с учетом амплитуды тектонического скупивания в Карпатах и Динаридах, возраста складчатости и предполагаемого типа коры, на котором развивались основные структурно-фациальные зоны. Проведенный анализ позволил авторам увязать основные этапы формирования Карпатской дуги и заложения Паннонской впадины как с процессом сближения Африканской и Европейской литосферных плит, так и с разворотом Апулийского блока. Общим для всех докладчиков и выступавших является признание ведущей роли горизонтальных тектонических движений в Карпатском регионе.

Тектоника и история развития восточной части пояса освещалась в докладах Э. С. Чернера, В. И. Буданова и В. А. Соколова, С. С. Карапетова, Л. М. Расцветаева и В. Г. Трифонова.

Доклад М. Г. Леонова, С. Д. Соколова и И. Г. Щербы был посвящен характеристике олистостром, образование которых связывается с формированием тектонических покровов и орогенными поднятиями. Представления авторов были поддержаны и дополнены в выступлении И. И. Белостоцкого на примере Динарид.

От имени большого коллектива авторов выступил В. А. Буш, который показал важность исследований тектоники Средиземноморского пояса космическими методами. В частности, на космических снимках хорошо выявляются трансконтинентальные тектонические швы диагонального и поперечного по отношению к поясу направления. Кинематика и динамика движений по ним неоднократно менялась в течение их геологической истории, они также являются крупнейшими рудоконтролирующими структурами и оказывают влияние на размещение нефтяных и газовых месторождений. Характеристика

последних и связи истории их формирования с тектоническим развитием Средиземноморского пояса был посвящен доклад Ю. К. Бурлина и Б. А. Соколова.

Г. А. Твалчрелидзе рассмотрел связь металлогении с зональным тектоническим строением центральной части Средиземноморского пояса от Италии и Средней Европы до Кавказа. Каждая из выделенных им в соответствии с тектоническими представлениями зон характеризуется определенным набором месторождений металлических полезных ископаемых, которые связаны с определенными этапами и стадиями развития пояса. Докладчиком подчеркивалась важная роль в формировании месторождений процессов наращивания континентальной коры и ее деструкции, приводящей к образованию океанической коры.

В решении совещания отмечается, что в изучении Средиземноморского пояса достигнуты серьезные успехи. Вместе с тем многие вопросы, касающиеся происхождения, истории развития и структуры, остаются дискуссионными и ждут своего решения. К таким вопросам относятся, в частности, условия заложения и наиболее ранняя история пояса, роль докембрийских образований в его строении, время и условия формирования эвгеосинклинальных зон с океанической корой, ранние фазы развития внутренних морей, соотношение горизонтальных и вертикальных движений при формировании структур пояса и др.

Решение этих проблем важно как в теоретическом, так и в практическом отношении. Совещание рекомендовало специалистам по тектонике и полезным ископаемым развивать творческие контакты, глубже проникать в специфику знаний смежной области с целью создания более совершенных тектоно-металлогенических и других прогнозных синтезов.

А. А. Белов

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА

«ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1978 г.

Азизбеков Ш. А. , Исмаил-Заде А. Д., Мамедов М. Н. Условия формирования щелочных ультраосновных интрузивов Талыша (Малый Кавказ)	1
Апольский О. П. О тектоническом развитии восточной части Балтийского щита в раннем докембрии	5
Бухарин А. К. О соотношении домезозойских и альпийских структур Тянь-Шаня и соприделенных территорий	6
Буш В. А. Ранний этап развития континентальной коры в Центральном Казахстане	1
Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Строение приосезой зоны юго-западной части Курило-Камчатского желоба	4
Власов Г. М., Попкова М. И. О типах ортогессинклиналей	5
Воеводин В. Н., Житков Н. Г., Соловьев В. А. Эвгеосинклинальный комплекс мезозойд Чукотского полуострова	6
Воскресенский И. А. Особенности строения Потварского нагорья и Соляного кряжа как показатель горизонтального движения Индостанской платформы	1
Галкин И. Н. Сейсмоструктурная Луны	4
Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С., Прозоров Ю. И., Савинская М. С., Савинский К. А. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры	1
Генштафт Ю. С., Зайцев Н. С., Салтыковский А. Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии	5
Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа	4
Голубева З. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Структурное положение депрессионных глубоководных фаций верхнего карбона и низов перми Южного Приуралья	6
Запольнов А. К. О морфологической классификации платформенных структур	3
Заридзе Г. М., Шенгелиа Д. М. Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники литосферных плит	4
Зеленщиков Г. В., Давыденко Д. Б. Анализ блоковой тектоники юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива	3
Зинкевич В. П. Орогенные структуры северной части Корякско-Камчатской области и их роль в формировании континентальной земной коры	2
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов	1
Иванчук П. П. Тектоника дельты реки Нигер (Нигерия)	2
Ильин А. В. Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы глобальной тектоники	6
Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения Присакмарской зоны восточного склона Южного Урала	4
Козеренко В. Н., Ларцев В. С. О блоковой тектонике Восточно-Африканской области активизации	1
Косыгин В. Ю. Об эволюции земной коры Южно-Охотского региона	6
Кравчинский А. Я. Периодичность в дрейфе континентов	2
Кропоткин П. Н. Сейсмичность, связанная с изломом погружающейся литосферной плиты (субдукцией)	5
Кириухин Л. Г. Геотектонические предпосылки нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит Евразии	2
Куклей Л. Н. Соотношения разноплановых тектонических структур в протерозойских толщах северо-западного Таймыра	5
Куренков С. А. Серпентинитовый меланж и олистостормовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань)	5
Левитан Г. М. О начале орогенного этапа в герцинской эвгеосинклинали Урала и некоторых его особенностях, существенных для металлогении	6
Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис	5
Ленных В. И., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизм альпинотипных офиолитовых массивов Урала	4
Лутц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами	4
Максимов Е. М. Построение графиков амплитуд платформенных структур	3

Меланхолина Е. Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда)	3
Миляновский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозе (проблемы пульсации и расширения Земли)	6
Мирлин Е. Г. Движения и деформации литосферных плит в Исландском регионе Северной Атлантики и природа Фарерско-Гренландского порога	6
Московченко Н. И. Последовательность развития структурных форм и эволюция полиметаморфических комплексов фундамента фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира)	3
Моссаковский А. А., Альбгард Х. Ф. Покровная структура Западной и Северной Кубы и истории ее становления в свете изучения олигоценного и моласс	3
Нагибина М. С., Антипов М. П. Соотношение ранне- и позднемезозойских структур в бассейне реки Керулен (Северо-Восточная Монголия)	3
Неволин Н. В. Глубинное строение Прикаспийской впадины	3
Никонов А. А. Современные вертикальные движения земной коры Северной Америки	6
Островский М. И. Особенности строения и формирования структуры фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы	2
Паталаха Е. И., Поляков А. И., Севрюгин Н. Н. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов	4
Пушаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах	1
Разницын В. А. К методике составления тектонических карт на примере Европейской части СССР	1
Разницын Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олигоценного юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор	2
Свириденко В. Г. Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Панноно-Динарскому региону (критический обзор)	1
Сеславинский К. Б. Каледонский этап в развитии Анд	2
Ставцев А. Л. О типах структурных ограничений древних платформ	5
Суворов А. И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар)	2
Суетенко О. Д., Головченко Е. В., Энцигин Г. Палеозойские тектонические покровы в восточных отрогах Гобийского Алтая (Южная Монголия)	5
Сычева-Михайлова А. М. К вопросу о периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы	3
Ус Е. М., Бахтин М. И., Шпаков Э. П. Основные черты тектоники дна Азовского моря	2
Хаин В. Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза	3
Христов Е. В., Христова М. П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса	5
Энцигин Г. К вопросу о покровной структуре хребта Дзолен (МНР)	1
Цейслер В. М. Роль ассоциаций осадочных формаций при палеотектонических реконструкциях	5
Шемпелев А. Г. О глубинном выражении главного кавказского надвига	6

Краткие сообщения

Вдовыкин Г. П., Кисарев Ю. Л. Проявление неотектоники в метеоритном кратере	1
Уткин В. П. Эшелонированные разрывные структуры месторождений Приморья	4

Критика и дискуссии

Столяров А. С. К проблеме палеотектонического анализа «древних некомпенсированных прогибов (по поводу одноименной статьи Геодекиана А. А., Берлина Ю. М., Пиляк В. Л., Троцюк В. Я., Ульмишека Г. Ф. Геотектоника № 5, 1975 г.)	3
---	---

Рецензии

Дикенштейн Г. Х., Золотов А. Н., Кирюхин Л. Г. О монографии «Тектоника Белоруссии»	4
--	---

Хроника

Адамия Ш. А., Белов А. А., Слюсарь Б. С. Корреляция доварисийских и варисийских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе	3
Белов А. А. Тектоника Средиземноморского пояса	6
Борукаев Ч. Б., Луцицкий И. В. Проблемы тектоники Сибири и Дальнего Востока	4
Закариадзе Г. С., Леонов Ю. Г., Хаин В. Е. Шестой коллоквиум по геологии Эгейского региона	5
Пушаровский Ю. М., Ломизе М. Г., Рябухин А. Г. Проблемы геодинамики Карибского региона	4

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции

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

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 01.09.78 Подписано к печати 26.10.78 Т-15065 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Уч.-изд. л. 12,7 Бум. л. 4,0 Тираж 2045 экз. Зак. 4283

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