

подписано
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1967



ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1967 г.

СОДЕРЖАНИЕ

К пятидесятилетию советской геотектоники	3
А. В. Пейве. Разломы и тектонические движения	8
П. Н. Кропоткин. Механизм движений земной коры	25
М. Е. Артемьев, Е. В. Артюшков. Изостазия и тектоника	41
Ю. М. Шейнманн. Некоторые черты связей магмы и тектоники	58
Е. В. Павловский. Тектонические аспекты проблемы анортозитов	68
Ю. М. Пушаровский. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры	90
Л. И. Красный. Геоблоки	103
А. Л. Суханов, В. Г. Трифонов, П. В. Флоренский. Геолого-морфологическое картирование Луны и особенности строения лунной поверхности	121

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

SEPTEMBER—OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1967

CONTENTS

To the 50 th anniversary of the Soviet Geotectonics	3
A. V. Peyve. Faults and tectonic movements	8
P. N. Kropotkin. Mechanism of the Earth's crust movements	25
M. E. Artem'ev, and E. V. Artyushkov. Isostasy and Geotectonics	41
Yu. M. Sheinmann. Some relationships between the magma and tectonics	58
E. V. Pavlovsky. Tectonic aspects of the anorthosite problem	68
Yu. M. Pushcharovsky. The Pacific segment of the Earth's crust	90
L. I. Krasny. Geoblocks	103
A. L. Sukhanov, V. G. Trifonov, and P. V. Flørensky. Geological and physiographical mapping of the Moon, and lunar surface features.	121

УДК 551.24

К ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЮ СОВЕТСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ

50-летие Октябрьской социалистической революции — великий праздник советского народа и всего передового человечества. Наша страна прошла гигантский путь борьбы и добилась огромных успехов в строительстве нового общества. В этом строительстве видное место занимает советская наука, которая с первых же лет Советской власти стала общегосударственным делом, предметом постоянной заботы партии и правительства. В полной мере это относится и к геологии, успехи которой отмечены Центральным Комитетом КПСС в Тезисах, посвященных славной годовщине.

Вместе с другими областями геологических знаний подводит ныне основные итоги пройденному пути и советская тектоническая наука, немало способствующая освоению недр страны, росту ее минерально-сырьевой базы.

Тектоника, или геотектоника, представляет одну из важнейших отраслей современной геологии. Именно она сосредотачивает в себе большинство геологических обобщений, касающихся строения земной коры и ее развития.

В дореволюционной России тектоники как самостоятельной науки практически не существовало. Геологическая наука тогда была сосредоточена в центральном геологическом учреждении России — Геологическом комитете и, кроме того, развивалась понемногу в стенах Академии наук и на кафедрах университетов в Петербурге, Москве, Харькове, Киеве, Одессе, Юрьеве (Тарту), Томске. В университетах инициатива в развитии геологии целиком принадлежала профессорам, ведавшим геологическими кафедрами, и определялась в значительной мере их личным энтузиазмом и преданностью науке, находясь при этом в зависимости от их узкой специальности. Специальные тектонические исследования нигде не проводились, кроме Геологического комитета, где они велись попутно со съемкой десятиверстных геологических карт Европейской России и детальными съемками Донецкого бассейна (Л. И. Лутугин, Б. Ф. Мефферт и др.), а также нефтеносных районов Кавказа (К. И. Богданович, И. М. Губкин и др.). Учебники геологии того времени, даже такие ценные, как И. В. Мушкетова и А. А. Иностранцева, не говоря о переводных работах (Н. Неймар, Э. Ог и др.), содержали материалы по тектонике лишь зарубежных стран. Среди очень немногих работ, посвященных тектонике в дореволюционный период развития нашей науки, выделяются своей глубиной и оригинальностью статьи А. П. Карпинского по строению и геологической истории Русской равнины, книга Н. А. Андрусова «Геотектоника Керченского полуострова», хотя и имевшая описательный характер, и работа А. П. Павлова о Жигулевских дислокациях.

В первые годы революции, еще до коренной реорганизации геологической службы, возникла настоятельная необходимость в систематизации и обобщении данных по тектонике нашей страны. В этом отношении видная роль принадлежала А. Д. Архангельскому, который впервые свел имевшийся к тому времени материал по геологии Европейской

части СССР и обобщил его в книге, изданной в 1923 году. В этой работе он по существу заложил основы учения о платформах, которое впоследствии плодотворно развивалось как им самим, так и Н. С. Шатским, а затем и многими другими советскими геологами.

Чрезвычайно интересным развитием теории геосинклиналей явилась работа А. А. Борисяка (1924), роль которой, кстати заметим, не сразу была правильно оценена. В ней автор впервые обосновал принцип развития земной коры с направленностью от геосинклинальной стадии к платформенной. При этом, однако, А. А. Борисяк ошибочно считал, что геосинклинальная стадия уже закончилась и проявлялась только в геологическом прошлом.

Период широких геологических исследований нашей страны начался после реорганизации геологической службы в 1929 г. и был связан с поисками полезных ископаемых, необходимых для обеспечения сырьевой базой народного хозяйства в период первых пятилеток. Геологические съемки неисследованных или очень слабо изученных областей приносили важный новый материал, ломавший старые представления о геологии тех или других районов и рождавший новые тектонические схемы. В ходе исследований эти схемы часто не выдерживали критики и быстро сменялись новыми.

В конце 20 — начале 30-х годов развитие советской геотектоники в значительной мере было связано с творческой дискуссией, которая проходила между М. М. Тетяевым, В. А. Обручевым и А. Д. Архангельским и касалась основных проблем выделения структурных элементов земной коры, истории ее развития, процессов тектогенеза, складчатости и других.

Дискуссия эта, развивавшаяся порой очень остро, привлекала внимание большого числа геологов и в целом принесла большую пользу. Ее участники увидели слабые и уязвимые стороны своих концепций и стремились их уточнить и исправлять.

В 1933 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским была опубликована «Схема тектоники СССР». В этой работе был предложен принцип тектонического районирования территории СССР по возрасту складчатости, завершающей геосинклинальное развитие. Этот принцип используется сейчас при составлении тектонических карт всех материков и мира.

В 1937 г. в Москве состоялась XVII сессия Международного геологического конгресса, на которой А. Д. Архангельский с коллективом своих сотрудников выступил с обобщающим докладом по геологическому строению и геологической истории СССР. В докладе рассматривались не только региональные, но и многочисленные теоретические вопросы. Он явился итогом анализа накопленного к тому времени большого фактического материала почти по всей площади Советского Союза и отражал идеи широкого круга советских геологов. В те же годы М. М. Тетяев опубликовал второе издание книги «Основы геотектоники» и работу «Региональная геотектоника СССР». Таким образом, обе концепции, подправленные в ходе дискуссии, получили широкое освещение.

В 1940 г. А. Д. Архангельский выпустил в свет большую работу, не потерявшую своего значения и в настоящее время, — «Геологическое строение и геологическая история СССР», в которой обобщил огромный материал и дал картину тектонической структуры и истории нашей страны на широком фоне тектоники всех материков и океанов.

Послевоенные годы характеризовались еще более интенсивным изучением геологии нашей страны. Вся ее территория была покрыта геологическими съемками, в том числе и очень детальными. Начались специальные работы по тектонике отдельных крупных регионов. Новым значительным обобщением тектонических исследований в нашей стране явилась тектоническая карта СССР, выполненная коллективом гео-

логов под руководством Н. С. Шатского и опубликованная в 1953 г. Основная ценность карты заключается в том, что в ходе работы над ней были разработаны принципы и методика составления тектонических карт крупных частей земной коры. Над этими методическими основами Н. С. Шатский и руководимый им коллектив продолжали работать и далее, выпустив в 1956 г. второе издание тектонической карты СССР.

В дальнейшем разработанная методика нашла широкое применение при составлении Международной тектонической карты Европы, тектонической карты Евразии, карты Арктики и других. Эти карты, демонстрировавшиеся на многих международных конференциях и конгрессах, получили всеобщее признание. В соответствии с положенными в их основу принципами стали составляться тектонические карты и во многих других странах. Составление всех этих карт сопровождалось изданием коллективных монографических описаний строения обширных частей земного шара, основанных на анализе и систематизации данных по их геологической истории.

Огромный поток конкретного материала по геологическому строению Советского Союза, а также новый материал по многим другим странам мира, в сборе которого советские геологи стали принимать заметное участие, способствовал развитию тектонических обобщений, которые базировались на этом материале. Большое внимание при этом у нас было обращено на развитие учения о древних и молодых платформах, на разработку и усовершенствование на новой фактической основе теории геосинклиналей, на создание и развитие нового учения о тектонике океанического дна.

В разработке учения о платформах нашими тектонистами сделано очень много. Заложены представления о древнейших стадиях развития платформ; далеко продвинулось понимание развития складчатого основания и чехла платформ; успешно типизируются платформенные структуры и выделяются определенные стадии их развития. Важным явилось выделение особых платформенных структур — авлакогенов и перикратонных прогибов.

В разработке теории геосинклиналей важную роль сыграло выяснение значения глубинных разломов в их развитии, а также появление новых идей об эволюции магматизма в ходе геосинклинального развития и о главнейших этапах и стадиях геосинклинального процесса. Существенное значение имеют новые представления об орогенном этапе развития геосинклинальных областей и их тектонических ограничениях — краевых швах и краевых прогибах, а также о дислокациях, общих для платформенных и геосинклинальных областей, вскрытие явлений унаследованности и наложенности в ходе эволюции тектонических форм.

В последнее время выяснились значительные различия в истории древних докембрийских платформ от разделяющих их пространств геосинклинальных складчатых поясов. Древние платформы и складчатые пояса приходится считать сейчас самыми крупными подразделениями материковой земной коры. Складчатые пояса, в свою очередь, разделяются на области и системы.

С проблемой классификации основных типов тектонических структур тесно связана разработка учения о формациях как геологических телах, заполняющих структурные формы и отражающих определенные этапы развития последних.

Значителен вклад советских геологов и в изучение тектоники дна океанов. В работах данного направления сейчас уже отчетливо определился переход от простого геоморфологического изучения дна к выявлению и классификации его тектонических структур, к выяснению глубинного строения этих структур и их тектонической природы. Это

позволяет в перспективе не только дать описание строения $2/3$ поверхности нашей планеты, скрытой под водами Мирового океана, но и перейти к характеристике строения поверхности нашей планеты в целом, установив связи между структурами континентов и океанов и в конечном счете выяснить главнейшие черты тектонической эволюции Земли как небесного тела.

В этой связи следует упомянуть об исследованиях, касающихся тектоники Тихоокеанского сегмента земной коры, недавно еще совсем незначительных, но сейчас достигших в Советском Союзе большого масштаба. Выявляемые при этом структурные отношения и закономерности оказываются иными, чем в других сегментах земного шара, что имеет первостепенное значение для понимания глобальных тектонических законов.

Одной из важнейших задач геотектоники является выяснение типов и характера движений земной коры. Начало этим работам было положено еще трудами А. П. Карпинского. Затем природа тектонических движений служила предметом внимания многих крупнейших тектонистов нашей страны. Вполне естественно, что, поскольку сначала детальным изучением были охвачены главным образом платформенные области, на первых этапах развития тектоники основное внимание обращалось на изучение вертикальной компоненты тектонических движений. Дальнейшее развитие тектонических исследований (и в частности углубленный анализ складчатых поясов) привлекло внимание к вопросу о роли горизонтальной компоненты в формировании складчатых структур земной коры, надвигов, сдвигов и пр. Единодушие в оценке роли вертикальной и горизонтальной компоненты движений нет, и этот вопрос широко дискутируется в геологической печати. Едва ли может вызывать сомнение, что решение этой сложнейшей проблемы будет иметь кардинальное значение для дальнейшего прогресса геотектоники.

Годы советской власти ознаменовались зарождением и развитием геофизических методов исследования и разработкой методов геологической интерпретации результатов этих работ. Внедрению геофизических исследований в комплекс геологических работ немало способствовали многие виднейшие советские ученые (А. Д. Архангельский, И. М. Губкин, Г. А. Гамбургцев, П. П. Лазарев и др.). В настоящее время результаты геофизических исследований настолько широко используются тектонистами, что без них стало немыслимо решение многих задач, касающихся характеристики основных структур земной коры и их происхождения. Огромные материалы, накопившиеся в Советском Союзе по особенностям глубинного строения земной коры и верхней мантии, создали возможность выяснения связей между поверхностными и глубинными тектоническими структурами. Они намечают также возможную интерпретацию связей между тектоническими движениями и процессами, идущими в относительно глубоких горизонтах Земли. В этом отношении, как и в ряде других вопросов, советские тектонисты выступают в роли организаторов целого направления в мировой науке; по их инициативе организованы международные исследования по проекту верхней мантии. Перспективность этого направления вполне очевидна.

Самостоятельное развитие приобрело у нас новое научное направление, связывающее тектонику и сейсмологию и получившее название сейсмотектоники. Советские ученые, развивающие это направление, пытаются выяснить закономерности возникновения очагов землетрясений, связи их со строением земной коры с целью разработки методики научных прогнозов землетрясений. Начала развиваться тектонофизика — новая научная отрасль, посвященная изучению физического механизма тектонических деформаций, в частности методом моделирования.

Развитие советской тектоники всегда было тесно связано с решением практических задач. Это касается выяснения тектонических закономерностей в размещении в земной коре полезных ископаемых и постановки широких прогнозов их поисков на тектонической и тектоноформационной основе. Комплексные тектонические исследования на материале геофизических данных и данных опорного бурения позволили в относительно короткий срок наметить общую картину строения таких территорий, как Предкавказье, Туранская и Западно-Сибирская низменности, что несомненно способствовало открытию в этих областях крупнейших нефтегазоносных бассейнов, имеющих огромное значение для дальнейшего развития экономики нашей страны. Тектонические исследования сыграли существенную роль в открытии крупной Лено-Вилуйской газоносной области. К этому нужно добавить создание детальных структурных карт нефтегазоносных и угленосных площадей, а также артезианских бассейнов, структурный анализ рудных полей и другие работы подобного профиля.

Важным аспектом практического применения тектоники является выяснение связей между тектоникой и явлениями магматизма, с которыми связаны проявления эндогенной минерализации. Уже давно в советской геологии возникло направление, изучающее пространственные и временные закономерности магматических проявлений и металлогенеза на фоне эволюции основных типов тектонических структур (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин и др.). Сейчас в связи с углублением наших знаний о внутреннем строении Земли и в итоге экспериментальных работ в области петрологии мы переходим к познанию причин этих связей, к выяснению особенностей возникновения и дальнейшего развития магматических очагов, зон проницаемости земной коры, их металлогенической специализации. Несомненно, что эти исследования имеют непосредственное отношение к еще более точным прогнозам и поискам эндогенных рудных месторождений.

Последние годы развития науки знаменуются выходом человека в космос. Это ставит перед учеными задачу по изучению сравнительной тектоники планет солнечной системы. Несомненно, что сведения о строении других планет и их естественных спутников будут не только важны для практического освоения их человеком, но и сыграют огромную роль в познании связей нашей собственной планеты Земли с ее соседями и помогут глубже выяснить многие общие закономерности строения и развития планет и их спутников. Особенное значение уже сейчас играет изучение тектоники Луны, ближайшего к нам небесного тела, которое, несомненно, первым будет освоено человеком.

Как видно из изложенного, тектоника в нашей стране, развившись за 50 лет советской власти, приобрела значительную роль и заняла подобающее ей место в ряду геологических наук. В настоящее время перед ней стоят огромные задачи — содействовать расширению минерально-сырьевой базы нашего народного хозяйства, давая научную основу поискам полезных ископаемых, развивая в то же время наши представления о строении и истории развития земной коры и процессах, происходящих в ней и в более глубоких зонах Земли.

УДК 551.(240+243)

А. В. ПЕЙВЕ

РАЗЛОМЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ**1. ИЗМЕНЕНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИИ О РАЗЛОМАХ**

В течение последних двадцати лет как в нашей, так и в зарубежной геотектонике усилился интерес к изучению разломов земной коры. И если раньше разломов не находили даже в таких областях, где они очевидны, то теперь их находят буквально всюду: и на различных по возрасту платформах, и в краевых прогибах, и в складчатых областях, и на дне морей и океанов.

Литература по разломам земной коры стала почти необъятной. Это объясняется тем, что многие проблемы теоретической и прикладной геологии стали получать новое, более глубокое решение в свете разломной тектоники Земли.

Особое место в тектонических построениях заняли глубинные разломы (Пейве, 1945), играющие чрезвычайно важную роль в процессах формирования структуры земной коры.

Бурное развитие учения о разломах и быстрое накопление знаний сопровождалось неизбежными в таком случае увлечениями и подчас недостаточно обоснованными построениями. Разломы, в частности, в большом количестве стали показывать на картах там, где их наличие еще нужно доказывать. Это относится, например, к бесчисленным разломам платформ, устанавливаемым геофизическими методами и еще нуждающимся в геологическом подтверждении.

В ряде работ исчезла структурная выраженность глубинных разломов, потому что последними стали объяснять без достаточных оснований и положение обширных полей магматических образований, и не всегда ясные зоны геофизических аномалий, и плохо изученные стратиграфические и фациальные взаимоотношения и многие другие явления.

В последнее время получены данные, свидетельствующие о широком проявлении горизонтальных перемещений по разломам земной коры (Пейве, 1960, 1961; Разломы и горизонтальные движения земной коры 1963). Было доказано, что помимо глубинных сбросов в земной коре имеются глубинные сдвиги и глубинные надвиги, которые взаимосвязаны и находятся между собой в динамическом единстве. Соответственно этому в первоначальное определение глубинных разломов должны быть внесены поправки. Сейчас глубинными разломами следует называть морфологически выраженные, длительно развивающиеся вертикальные, наклонные или горизонтальные глубинные поверхности тектонического перемещения горных масс.

При современном понимании глубинных разломов, естественно, требуется более основательное, чем это делалось до сих пор, изучение морфологии разломов, а также изучение фациально-палеогеографических и стратиграфических соотношений геологических образований, развитых в разных крыльях разломов. Необходимо каждый раз выяснять, чем вызваны те или иные различия разрезов в крыльях разломов, и не связаны ли они с горизонтальными перемещениями по разломам. Следует иметь в виду, что при отсутствии доказанных переходных фаций и

разрезов в той или иной зоне разломов нельзя говорить о длительно развивающемся вертикальном глубинном разломе. К сожалению, это обязательное требование при развитии учения о глубинных разломах большинством геологов до сих пор игнорируется и весь геологический материал трактуется с односторонних строго «вертикалистских» тектонических позиций.

2. ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ПОНИМАЕМЫЕ КАК ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ МАСС

Изучая тектонические движения, мы имеем дело с тем или иным видом перемещения или, точнее, тектонического течения горных масс. Но при типизации тектонических движений обычно принимается подразделение их на колебательные, складкообразующие, разрывные и другие типы движений, причем характер течения горных масс по существу не рассматривается. Такая классификация не отражает генезиса структурных форм и не учитывает теперь уже многочисленных данных о том, что структурные формы, в частности разнообразные изгибы, складки и разрывы слоев или всей земной коры в целом встречаются совместно, хотя в разных зонах, в разное время преобладает тот или иной тип деформации. Здесь, следовательно, нет твердых оснований для выделения типов движений, и различия сводятся лишь к количественному преобладанию там или здесь тех или иных структурных форм.

Для типизации тектонических движений более строгой и поэтому более правильной основой, по-моему, является характер течения горных масс. Здесь в основу подразделения кладутся не структурные формы, а движения как таковые. В этом случае легко выделить два главных типа тектонического течения (движения) горных масс: 1) пластическое тектоническое течение, свойственное глубинным зонам земной коры и мантии, но распространенное местами и в верхних частях коры и 2) разрывно-глыбовое тектоническое течение, при котором лишь отдельным зонам сильного раздробления, тектонического «скольжения» и магматической регенерации свойственно значительное пластическое течение. Эти зоны могут иметь самый разный наклон или быть горизонтальными.

К сожалению, физические основы наших знаний о свойствах и поведении горных масс в глубинах земной коры и мантии все еще остаются ненадежными. Дело в том, что большинство констант для неупругих процессов зависит от предположений, которые делаются при их вычислении или оценке. Например, можно думать, что при достаточно длительном геологическом времени горные массы могут течь при относительно небольшой разности напряжения. Это обстоятельство, а также множество других неучтенных геологических факторов затрудняет безоговорочное использование имеющихся лабораторных опытов. Поэтому мы вынуждены довольствоваться макроскопическим описанием геологической модели тектонического течения горных масс и делать подходящие для этой модели гипотезы, хорошо объясняющие геологические факты.

Разрывно-глыбовое тектоническое течение горных масс — это основная форма перемещения вещества верхней части земной коры. В складчатых областях вся структура пронизана разного типа разломами — сбросами, сдвигами, шарьяжами как глубинными, проникающими в нижние горизонты земной коры, так и поверхностными, не выходящими из ее осадочного слоя. Вертикальными, наклонными и горизонтальными глубинными разломами земная кора расчленена на различные, иногда очень крупные, достигающие сотен и тысяч квадратных километров пластины, линзы и клинья, испытывающие особенно большие латеральные тектонические перемещения. Еще большую роль в разрывно-глы-

бовом течении горных масс играет раздробление горных пород на куски, глыбы, линзы размерами от немногих десятков кубических метров до самых мельчайших обломков, свойственных милонитам. В складчатых областях ранее возникший «жесткий» метаморфический фундамент, испытывая на относительно небольшой глубине тектоническую регенерацию, нередко подвергается сплошному раздроблению или тонкому вторичному расслоению. Это явление столь обычно, что геологи при геологическом картировании на него не всегда обращают внимание. Естественно, что такого рода раздробленность горных пород способствует разрывно-глыбовому тектоническому течению горных масс.

При разрывно-глыбовом перемещении в той или иной мере происходит и пластическое течение. Многими исследователями показана роль пластического течения при образовании складок совместно с разрывами. Пластическое течение весьма характерно также для зон сжатия, нередко связанных с крупными разломами. В них возникают милониты и динамосланцы. Следует подчеркнуть, что даже на небольшой глубине, не превышающей 5 км, при перемещении шарьяжных пластин в горных породах образуются типичные структуры течения, причем сами породы метаморфизуются. Эти явления, впервые прекрасно описанные в Альпах, имеют широкое распространение и в других складчатых системах. Они свидетельствуют о том, что тектоническое течение в природных условиях может заметно отличаться от того, которое кажется реальным по лабораторным моделям.

Существование в верхней, хрупкой и жесткой, части земной коры разнонаклонных зон повышенной пластичности, или зон «скольжения», совершенно обязательно для разрывно-глыбового тектонического течения горных масс.

Особенно большую роль пластическое течение, вероятно, играет в глубинах земной коры и в верхней мантии. О зонах «разломов» в мантии можно говорить очень условно и то лишь как о зонах градиента скорости пластического течения вещества. О длительном, измеряющемся сотнями миллионов лет геологическом развитии на одном и том же месте глубинных «разломов» в мантии говорить трудно, так как скорость латерального течения вещества мантии, если судить по скорости разрывно-глыбового течения коры, весьма значительна.

Наличие недавно открытых мощных, вероятно, глобальных зон пониженной вязкости в мантии на разной глубине под континентами и океанами облегчает пластическое течение вещества в глубинах Земли и, несомненно, укрепляет позиции мобилизма. Можно думать, что астеносфера является главной поверхностью скольжения внутри оболочки Земли.

Геологические данные свидетельствуют, что и в нижней части коры вплоть до гранитного слоя большое значение имеет пластическое тектоническое течение горных масс. Оно всюду ярко выражено в структурах течения гранито-гнейсового фундамента и в метаморфических и магматических явлениях вообще. Нередко процессами внутрикорового магматизма одновременно охватываются площади в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров, что свидетельствует о периодическом возникновении больших зон пластичности в глубинах земной коры. Такие же большие зоны временно возникающей пластичности могут предполагаться и в мантии, когда на поверхность континентов или на дно океанов изливаются подкоровые базальтовые лавы, поступающие одновременно по многочисленным, развитым на значительной площади зонам проницаемости.

Итак, мы видим, что сущность тектонических движений в конце концов сводится к процессам, которые лучше всего можно понять как процессы пластического и разрывно-глыбового течения горных масс. Поэтому в дальнейшем изложении при характеристике значения и мас-

штабов этого течения, вместо слов «тектонические движения земной коры и верхней мантии», я часто буду пользоваться словами «тектоническое течение горных масс».

3. РАЗРЫВНО-ГЛЫБОВОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ МАСС НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРОПЫ

Геологические закономерности разрывно-глыбового течения горных масс стали выясняться лишь недавно, когда было понято, что сбросы, сдвиги, надвиги и шарьяжи развиваются одновременно и совместно в результате горизонтальных напряжений и дифференцированных тектонических движений в разных оболочках Земли. Общая формулировка проблемы и описание некоторых конкретных примеров довольно подробно изложены в ряде работ (Пейве, 1960, 1961; Лукьянов, 1965; Суворов, 1962, 1963; «Разломы», 1963).

До этого времени различные типы разломов обычно рассматривались как самостоятельные, генетически не связанные между собою образования. В ряде случаев и теперь на первое место ставятся большие шарьяжи, надвиги и складки, а сдвигам и сбросам или отводится второстепенная роль, или для них не указывается связь с шарьяжами и общим разрывно-глыбовым течением масс (Andrusov, 1965; Tollmann, 1963). Иногда решающая роль отводится крупным сдвигам, а неизбежное при этом сопряженное развитие равновеликих глубинных шарьяжей не учитывается (Moody, 1966; Ravoni, 1961). Нередко все разломы считаются следствием первичных вертикальных напряжений и движений в земной коре и мантии. В этом случае наличие больших горизонтальных сдвигов ставится под сомнение, а шарьяжи считаются вторичными гравитационными образованиями (Белоусов, 1962).

Обращаясь снова к этой проблеме, представляется необходимым уделить основное внимание длительно развивающимся глубинным шарьяжам, в которых тектоническое перемещение отдельных блоков достигает нескольких сот километров. Их природа менее всего выяснена. Само собой понятно, что глубинные шарьяжи не могут быть вторичными гравитационно-оползевыми образованиями. Последние по своей сути являются поверхностными, а не глубинными.

В течение последних семи лет мною проводилось полевое изучение тектоники Альпийского пояса Европы на территории Албании, Болгарии, Венгрии, Румынии, Чехословакии и Югославии. Именно в Альпийском поясе Европы различные типы шарьяжей, как известно, изучены лучше всего. Поэтому на примере альпийской тектоники легче всего можно дать общую картину разрывно-глыбового течения горных масс и характеристику глубинных шарьяжей.

Среди многих ученых, которым я обязан тем, что смог увидеть наиболее интересные и надежные факты, прежде всего с благодарностью я должен назвать академиков Д. Андрусова, Е. Бончева, В. Зоубека, А. Кодарча, И. Йовчева, Г. Мурджеану, Е. Садецкого-Кардош, М. Филиппеску, профессоров К. Балога, И. Думитреску, Д. Джушка, Л. Кёреша, М. Машка, Дж. Обуэна, С. Паулюка, Ф. Сентеша, И. Фёлепа, А. Толлманна, Б. Чирича и недавно трагически погибшего профессора Г. Рейляну, лучшего знатока Южных Карпат.

В Средиземноморской области можно выделить два главных типа альпийских шарьяжей: 1) шарьяжи в осадочной оболочке, дисгармонично смятой относительно фундамента, и 2) шарьяжи в гранитно-метаморфической оболочке, дисгармонично смятой и сорванной со своего основания.

Первый тип шарьяжей особенно характерен для внешней зоны Альпийского пояса, охватывающей северный край Альп и Карпатскую дугу, сложенную меловым и палеогеновым флишем (рис.). В Словацких, Польских, Украинских и Румынских Карпатах, а также в Австрии во фли-

шевой зоне пробурено много глубоких скважин и проведено детальное геологическое картирование, окончательно доказавшее аллохтонную природу этой зоны. Здесь установлена серия из нескольких надвинутых одна на другую тектонических шарьяжных пластин, иногда прослеживающихся на большие расстояния. На всем протяжении Карпатской дуги

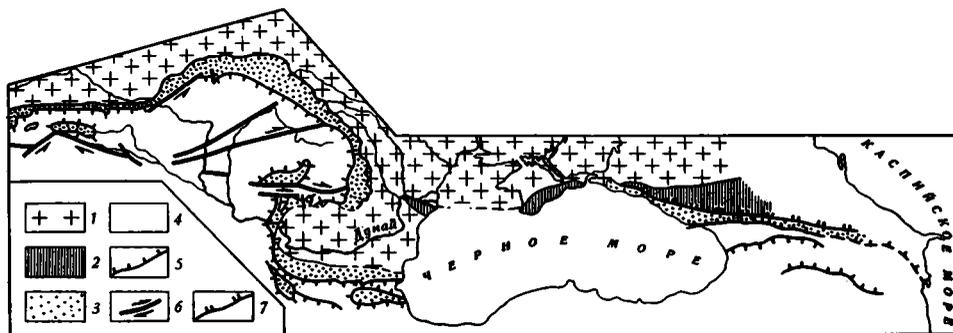


Схема главных тектонических элементов Альпийского пояса Европы

1 — платформа и краевые прогибы; 2 — киммериды Кавказа, Крыма и Добруджи; 3 — внешняя зона Альпийского пояса; 4 — внутренняя зона Альпийского пояса; 5 — главные шарьяжи; 6 — главные сдвиги; 7 — главный разлом Большого Кавказа

с ее внешней стороны эти сильно смятые тектонические пластины ограничены поверхностью главного краевого шарьяжа, по которой флишевые образования мела и палеогена перемещены на расстояние не менее 40—50 км и в краевой части зоны подстилаются неогеновой молассой краевого прогиба.

Хотя краевые шарьяжи этого типа не являются глубокими, но они в то же время не могут считаться гравитационными, так как своими «корнями» уходят далеко под надвинутые на них кристаллические образования внутренней зоны Карпат. Сама природа относительно небольших, с амплитудой несколько десятков километров шарьяжей флишевых толщ связана с механизмом тектонического вытекания относительно легких и пластичных масс флиша из-под более тяжелых, жестких, надвигающихся на флиш кристаллических толщ.

Подобного типа краевые шарьяжи и пологие надвиги, как известно, характерны для многих миогеосинклинальных зон разновозрастных складчатых поясов мира (Урал, Аппалачи, Кордильеры и др.).

Второй тип шарьяжей характерен для срединной части Тетиса, где широко распространены древние метаморфические породы, слагающие основу так называемых срединных массивов.

Изучая ограничения и внутреннюю структуру этих массивов в Балкано-Карпатской области, я пришел к заключению, что они участвуют в шарьяжной структуре и всюду находятся в смещенном аллохтонном залегании. Главные доказательства этого я вижу в следующем.

Во-первых, около границ Родопского, Пелагонийского, Мармарошского и других массивов нигде и никем не найдены изменения фаций и мощностей нижнемезозойских отложений, которые могли бы свидетельствовать о сочленении именно в этих местах предполагаемых прогибов и поднятий, выраженных в фациях. Наоборот, во всех случаях нижнемезозойские отложения, подходя к границам упомянутых массивов, без всяких изменений тектонически перекрываются ими, а затем выступают вновь в тех же фациях на ограниченных участках, которые по структурным наблюдениям определяются как тектонические окна. В то же время разрезы синхронных отложений, залегающих на самих массивах, резко отличны от тех, что находятся около массивов и в тектонических окнах. Различия этих двух типов стратиграфических разрезов особенно хорошо

можно видеть в отложениях верхней юры и нижнего мела. Оба типа их разрезов в Балкано-Карпатской дуге находятся рядом, нигде в пределах дуги фашиально не сменяют друг друга и разделены разрывами. Однако в ряде палеогеографических построений такая смена постулируется не только здесь, но и около Родопского, Сербско-Македонского, Пелагонийского и других массивов, хотя никаких доказательств этому нет. Все упомянутые границы массивов и сами массивы проявляются в рельефе, фациях и угловых несогласиях лишь со второй половины нижнего мела, после сильных австрийских фаз шарьяжеобразования. Таким образом, возникает необходимость пересмотра ряда существующих палеогеографических карт и разработки методики их построения в условиях значительных горизонтальных перемещений земной коры.

Во-вторых, аллохтонное залегание срединных массивов доказывається многими структурными наблюдениями. Из них особенно важное значение имеют тектонические окна. В Балкано-Карпатской дуге такими окнами являются окно Странджа, установленное А. Толлманном (Tollmann, 1965), а также предполагаемые мною окно Крайштид и окно Муреш, а в Восточных Альпах давно известные окна Тауэрн, Энгадин и другие.

Во всех окнах Балкано-Карпатской дуги обнажаются мощные, сильно смятые, в ряде случаев метаморфизованные флишеподобные (типа синайских) образования с титон-берриасской фауной, чрезвычайно сходные с синхронными отложениями внешней зоны. Некоторым отличием этих отложений в окнах, кроме заметного метаморфизма, особенно сильного в Страндже, является гораздо более широкое развитие интрузивных и эффузивных диабазов, что следует связывать с более внутренним положением в геосинклинали этих разрезов. В окне Крайштид хорошо видны останцы покровов, перекрывавших сильно смятую титон-берриасскую толщу.

Если судить по положению тектонических окон Странджа, Крайштид, Муреша, Тауэрна и др., кристаллическое основание вместе с перекрывающими его нижнемезозойскими образованиями в южноальпийских фациях надвинуто к северу на внешнюю зону на расстояние минимум 150 км. Этот главный глубинный шарьяж, отделяющий в Балкано-Карпатской области внешнюю зону от зоны «срединных массивов», хорошо прослеживается от Восточных Альп до Черного моря (см. рис.). Конечно, внутренняя структура этой смещенной гигантской пластины, охватывающей по существу весь «гранитно-осадочный» слой срединной части Тетиса, очень сложна. В ней развиваются подчиненные более мелкие дополнительные шарьяжи и зоны смятия, причем верхние шарьяжные пластины слагаются обычно наиболее древними докембрийскими породами. Это хорошо видно в горах Апусени между Большой Венгерской и Трансильванской впадинами, где в связи с поисковыми работами пробурены и закартированы три налегающие одна на другую шарьяжные пластины, каждая из которых имеет мощность не более 1 км. Нижние пластины (покровы Кодру и Аришени) сложены южноальпийским мезозоем и пермскими образованиями, а верхняя пластина (покров Бихария) слагаются гнейсами и кристаллическими сланцами, вероятно, верхнего докембрия. Поверхности шарьяжей полого падают к югу; видимая величина перекрытия 20—25 км.

Значительные горизонтальные движения сначала (апт — альб) захватили внутреннюю зону Альпийского пояса Средиземноморья и Малой Азии, а в более позднее время постепенно распространились на северную и южную его периферию. Система шарьяжных чешуй внутренней зоны трансгрессивно перекрыта местами верхнемеловыми, но большей частью слабо нарушенными третичными образованиями. В это время уже сформированные шарьяжи внутренней зоны испытывали блоковые перемещения, сопровождающиеся сбросами и сдвигами, сместившими более раннюю, шарьяжно-складчатую структуру.

Таким образом, Главный глубинный шарьяж, охватывающий весь «гранитно-осадочный» слой Тетиса, развивался длительно, но особенно большими были горизонтальные смещения в меловые тектонические фазы. Основываясь на реконструкции положения внутренней и внешней зон, наличии тектонических окон, специфике структуры аллохтонных пластин и т. д., я полагаю, что поверхность шарьяжа на глубине от 10 до 30 км ограничивает большинство вышележащих структур, в частности в нее «утыкаются» на глубине многочисленные третичные сбросы и сбросо-сдвиги, которые, таким образом, оказываются связанными с Главным глубинным шарьяжем и образовались как структуры растяжения в процессе разрывно-глыбового течения горных масс. При этом возникли и сформировались третичные грабенообразные впадины, столь широко распространенные во внутренних зонах Альпийского пояса.

Из многочисленных структурных признаков большой подвижности кристаллических глыб Тетиса, признаков некоторого срыва и дрейфа его «гранитного» слоя я хотел бы еще обратить внимание на различного типа тектониты, которые развиваются по поверхности Главного глубинного шарьяжа.

Многие исследователи были поражены грандиозностью деформаций, в результате которых возникли своеобразные толщи тектонитов, достигающие местами нескольких сотен метров мощности. Мне пришлось видеть тектониты в Пиенинской клипповой зоне Западных Карпат, а также на всем протяжении Главного глубинного шарьяжа Восточных и Южных Карпат, в окне Муреш и полуокне Першань в Закарпатье, вокруг Пелагонийского, Сербско-Македонского и Родопского массивов, в основании покрова Мирдита в Албании и в ряде других мест.

Тектониты, как и сам Главный глубинный шарьяж, формировались длительно, в несколько тектонических фаз и поэтому несут на себе следы воздействия разных геологических процессов. Прежде всего в клипповой зоне Карпат ясно можно видеть, что клиппы — это сложные образования и что в их генезисе большую роль играет не только тектоническое раздробление, но и обвально-седиментационные процессы, протекавшие в подводно-морских условиях в лобовых частях тектонических покровов. Встречаются клиппы размерами в несколько квадратных километров. Нередко нижний контакт таких клиппов — тектонический, а верхний — седиментационный. Поэтому можно думать, что это остатки размытых на дне моря шарьяжных пластин. Тектоническая структура на выходах тектонитов еще больше осложняется послешарьяжными, иногда значительными, сбросо-сдвигами и смятиями, что можно видеть в Пиенинской и Вардарской зонах и по окраинам Родопского массива.

В большинстве случаев, однако, в толщах тектонитов нельзя увидеть участия в их образовании седиментационных процессов.

Тектониты слагаются примыкающими к поверхности шарьяжа перетертыми в «муку» или мелкую крошку породами с включением различных по размерам и форме кусков и глыб прочных горных пород всего стратиграфического разреза, существовавшего до начала шарьяжеобразования и формирующегося в процессе развития шарьяжа. Поэтому во внутренних зонах Альпийского пояса, т. е. в местах, где развиты австрийские шарьяжи, можно видеть в тектонитах глыбы пород не моложе нижнего мела, в то время как по мере развития шарьяжей, во внешних зонах, клиппы возникали и в палеогене. Всегда в случае глубинных шарьяжей в составе тектонитов есть обломки и глыбы ультрабазитов, базальтов, гнейсов и кристаллических сланцев.

В качестве, по-видимому, редких образований в тектонитах я отмечу почти правильные окатанные в процессе деформации шары синайских (титон-берриас) песчаников, тектонически подстилающих толщу гнейсов Гетского покрова, обнаженного в гигантских искусственных выработках строящейся гидростанции в Железных воротах Дуная.

В тектоническом окне на р. Муреш на границе Трансильванской и Венгерской впадин в большой выемке автомобильной дороги хорошо виден мощный, по-видимому, также уникальный слоистый тектонит, представляющий собою чередование пачек милонита из базальта и синайских пород титон-берриаса, более или менее цельных глыб и кусков базальта, в которых еще можно заметить шаровую отдельность, и пачек серых и черных юрских и, возможно, приасовых мраморов. Куски мраморов, иногда в виде округлых образований, видны и в диабазово-глинистом милоните. В соседних местах в этом тектоните есть глыбы ультрабазитов и гнейсов. По масштабу и наглядности проявления тектонического течения масс исключительно интересен тектонит на границе шарьяжных пластин ультрабазита, налегающих на эоценовый флиш по р. Девол в покрове Мирдита в Албании.

Удивительные по грандиозности хаотические зоны пород, ассоциирующие с офиолитами, описаны в Турции и Иране (Gansser, 1959; Rapin, 1961). Знаменитую «анкарскую смесь» И. Б. Бейли и У. Н. Маккаллиен (Bailey and MacCallien, 1952—1954) связывали с гигантским шарьяжем Анатолийского срединного массива, который, по их мнению, лежит синклинально, тогда как мезозойские отложения должны появляться в антиклиналях. А. Ганссер (1959) оспаривает это мнение, приписывая анкарской «пестрой смеси» осадочное происхождение¹.

Во всех без исключения обнажениях глубинных тектонитов наблюдается не только раздробление, но и развальцовывание и скольжение масс с явлениями их пластического течения и метаморфизма. Таким образом, выявляется наиболее важный элемент разрывно-глыбовой структуры — глубинные поверхности срыва и скольжения, приводящие к формированию глубинных, длительно развивающихся шарьяжей.

В Альпийском поясе наиболее крупные тангенциальные поверхности срыва и дисгармонии в прошлом возникали:

1) внутри океанической коры («базальтового» слоя), что можно предполагать во внутренних Динаридах и в Малой Азии, где в основании глубинных шарьяжей выступают мощные ультрабазиты и основные вулканы;

2) в основании «гранитно-метаморфического» слоя земной коры, что наблюдается в срединной части пояса и

3) в ряде пластических горизонтов осадочного слоя, что установлено для внешних зон пояса.

Итак, в процессе разрывно-глыбового течения горных масс происходит их тектоническое расслаивание с дифференциальным горизонтальным течением, охватывающим всю земную кору и, вероятно, верхнюю мантию вплоть до астеносферы. Уже было высказано мнение (Пейве, 1960, 1961), что к явлению тектонического расслаивания и дифференциального тектонического скольжения, вероятно, имеют отношение многочисленные субгоризонтальные поверхности, установленные внутри консолидированной коры геофизическими методами. С тех пор добыто много новых фактов о существовании таких поверхностей, но удовлетворительного геологического объяснения им не дано (Соллогуб и др., 1966).

4. ФОРМИРОВАНИЕ «ГРАНИТНО-ОСАДОЧНОГО» СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТЕТИСА

По имеющимся геологическим и геофизическим данным палеогеографию, палеотектонику и глубинную структуру рассматриваемой части Тетиса можно представить следующим образом. К началу проявления первой сильной мезозойской тектонической фазы (апт — альб) средин-

¹ Летом этого года во время геологических маршрутов в Турции и Иране я убедился, что с А. Ганссером согласиться нельзя. «Анкарская смесь» — несомненно тектоническое образование.

ная часть Тетиса (внутренняя зона) характеризовалась довольно мощным «гранитно-осадочным» слоем, в котором главную роль играли рифейские образования, палеозой имел очень сокращенный разрез, а мелководный, в основном карбонатный, нижний мезозой местами носил «псевдоплатформенный», эпиконтинентальный характер. К северу отсюда простиралась широкая внешняя зона, вытянутая вдоль края эпигерцинской платформы от Альп до Кавказа, расположенная на герцинидах или прямо на «базальтовом» слое (пеннины). Здесь местами в глубоководных условиях на тонкой коре формировался разрез Прачерноморской впадины. Наиболее глубокие части впадины, возможно лишенные «гранитного» слоя, заполнились глубоководными формациями «предфлиша» (сланцы Бюнднер, Синай и др.). Ширина этой Прачерноморской впадины была местами (Закарпатье, Венгерская впадина) больше современного Черного моря.

Шарьяжи и складчатость начались в мелу в подводных условиях (о чем лучше всего свидетельствует дикий флиш) и, распространяясь на север, в верхнем мезозое и кайнозое постепенно захватывали и заполняли надвигающимися породами всю Прачерноморскую впадину. При этом из надвигающихся масс фундамента возникали бескорневые кордильеры, за счет размыва которых образовались мощные толщи мелового и палеогенового флиша. Последние также вовлекались в деформации.

В результате этих тектонических и седиментационных процессов произошло грандиозное латеральное перераспределение горных масс. Большие массы «гранитно-осадочного» слоя срединной части Тетиса в течение мела и палеогена были как тектонически, так и в ходе денудации и седиментации перемещены во внешнюю зону. Массы одного лишь флиша Балкано-Карпатской дуги, являющиеся, как это доказано, в основном продуктом размыва кристаллических образований внутренней зоны, достигают $100\,000\text{ км}^3$, т. е. значительно превышают объем Карпатских гор.

Из этих латерально перемещенных в ходе тектогенеза и осадконакопления масс на месте Прачерноморской впадины возник местами мощный «гранитно-осадочный» слой.

В конце палеогена около северного борта Прачерноморской впадины, приблизительно отвечающего современным горам Восточных Альп, Карпатской дуги, Старой Планины и Большого Кавказа, были тектонически сгружены, скучены наибольшие массы переотложенного в виде флиша и сохранившегося от размыва материала гранитного слоя земной коры. Мощные, рыхлые, насыщенные водой, глубоко захороненные под более тяжелыми и плотными кристаллическими толщами породы мезозоя с течением времени были метаморфизованы и уплотнены, что видно в тектонических окнах (Странджа, Тауэрн), где мезозойские породы превращены в кристаллические сланцы и гнейсы.

Если учесть эти геологические явления, становятся понятными и геофизические данные по глубинному строению земной коры Карпато-Балкано-Кавказского региона. В самом деле, если мощность утолщенного рассматриваемыми процессами мезозоя и палеогена (10—20 км) и мощность сохранившегося местами от размыва аллохтонного гранитного слоя (5—10 км) вычтем из мощности современной земной коры на Карпатах, Балканах и в Закавказье, то получим земную кору того типа, что имеется ныне в Черном море и Южном Каспии, где осадочный слой, естественно, очень велик, а «гранитный» слой на больших площадях маломощен или полностью отсутствует. Следовательно, действительно можно предполагать, что в области Карпато-Балкан и Закарпатье в титон-неокомское время, т. е. к началу интенсивного шарьяжеобразования в Альпийском поясе, морской бассейн характеризовался субокеаническим типом строения земной коры и был глубоководным. Последнее вытекает также из особенностей палеогеографии и осадконакопления этого времени, так как сланцы Бюнднер, «блестящие сланцы» и близкие им обра-

зования синайской формации большинством альпийских геологов признаются глубокоководными.

После образования Кавказа, Балкан, Карпат, Закарпатья и Альп, которые возникли в результате тектонического сжатия двигающихся с юга на север масс, остались реликтовые Черное и Южно-Каспийское моря, почти лишенные «гранитного» слоя и заполненные толщей нескладчатых осадков мощностью 12—15 км. В известной мере реликтовыми надо считать и Венгерскую впадину вместе с Трансильванской, где мощность «гранитного» слоя невелика, хотя сюда и распространились шарьяжи срединной части Тетиса, о чем, в частности, можно судить по структуре гор Апусени.

Главное значение в этих тектонических процессах, таким образом, имело пространственное перераспределение горных масс земной коры. Геофизические и геологические доказанные неоднородности мощности и состава отдельных частей земной коры, следовательно, не связаны здесь со сколько-нибудь заметным притоком вещества из мантии Земли, хотя последнее, в небольших количествах, несомненно, имело место.

Большое значение при надвигании кристаллических толщ имели крупные поперечные сдвиговые дислокации север-северо-восточного направления, главные из которых показаны на рисунке. В Карпатах наиболее крупные правые сдвиги происходили вдоль зоны Муреш и вдоль Южных Карпат, а левые сдвиги — вдоль Пиенинского разлома Западных Карпат. Эти сдвиги, обусловившие дифференциальный характер надвигания кристаллических глыб к северу, в значительной мере способствовали формированию довольно плавной дуги складчато-шарьяжных структур зоны Карпатского флиша. Крупные левые сдвиги северо-восточного направления установлены в Балканах в хр. Стара-Планина (E. Bončev, 1965).

Мы сейчас не можем сказать, как и когда образовалась Прачерноморская мезозойская впадина северной части Тетиса, так как для этого пришлось бы анализировать палеозойскую историю складчатой области Средиземноморья и Центральной Европы. Однако мы должны обратить внимание на то, что в южной ветви Альпийской складчатой области — в Динаридах и в Малой Азии, как и на Малом Кавказе, с меловым временем связано становление огромных массивов ультрабазитов, которые, вероятно, являются отторженцами материала мантии. Именно в это время в рассмотренной нами северной ветви Альпийской складчатой области происходило наиболее активное перемещение к северу блоков гранитного слоя земной коры. Эти кардинальные явления, вероятно, связаны между собою. Они, во-первых, могут свидетельствовать об известном утонении и растяжении земной коры в тылу надвигающихся кристаллических глыб, и, во-вторых, могут указывать на участие в дифференциальных горизонтальных движениях в альпийскую эпоху верхней мантии, вероятно, вплоть до астеносферы.

Можно думать, что некоторые части площади Средиземного, Тирренского, Ионического и Адриатического морей являются новообразованными и возникли в результате альпийских растягивающих напряжений. Нам кажется, что при таком решении отпадает необходимость предполагать гигантское поперечное сокращение мезо-кайнозойского Тетиса, и все главные черты его тектоники, магматизма и геофизической характеристики удовлетворительно могут быть объяснены при учете латерального перераспределения материала земной коры.

5. МЕСТО КОРОВОГО МАГМАТИЗМА В РАЗРЫВНО-ГЛЫБОВОЙ СТРУКТУРЕ

Важную роль в процессах магматизма вообще играет изменение мощности какой-либо части земной коры или подкоровых масс. Такое изменение, как мы видели, достигается в частности в результате латераль-

ного перераспределения горных масс в процессе их тектонического течения.

В ходе описанных выше геологических явлений в Альпийском поясе существенно изменяется разрез земной коры и верхов мантии. В узких поясах резко увеличивается мощность той или иной части разреза коры и, что особенно важно, образуется разрез, в котором тектонически переслаиваются комплексы или тектонические пластины разной плотности и состава. Иными словами, образуется новая неравновесная система, в которой возникают и происходят новые геологические процессы.

Главными из них являются процессы метаморфизма, в которых, вероятно, участвуют и глубинные флюиды, а также процессы регенерации и вертикального перераспределения масс в форме магматизма. В это время в виде магматических расплавов и водно-газообразных флюидов перемещаются вверх на расстояние 15—30 км (речь идет о коровом магматизме) массы в сотни тысяч кубических километров, равные по объему большим горным хребтам. Хорошим примером могут быть гигантские неогеновые вулканические извержения в Альпийском поясе. Вертикальная составляющая тектонического течения горных масс в этот период, часто называемый орогенным, приобретает большое значение. Она частично связана с процессами гравитационного течения горных масс и с их тепловым расширением. Необходимо учитывать, что подъем температуры в «корнях гор» связан не только с погружением, но и с превращением энергии тектонического течения в тепловую энергию. Долю того и другого тепла установить трудно.

Намечающаяся таким образом модель связей тектоники и магматизма была бы сильно упрощенной, если бы мы не учитывали, что во все этапы тектонического развития земной коры латеральное тектоническое течение горных масс имеет дифференциальный характер и охватывает всю тектоносферу.

Рассмотрим теперь некоторые конкретные примеры тектоники и магматизма Альпийского пояса Европы, которые, с моей точки зрения, подтверждают только что высказанные соображения.

Главные массы новейших андезитов-дацитов, широко распространенные от Западных Карпат до Кавказа, а также в Турции и Иране, возникли в неогене. Пространственно они совпадают с такими участками Альпийского пояса, в которых в олигоцен-миоценовое время разрез земной коры был увеличен вследствие латерального тектонического перераспределения масс. Характерно, что указанные магматические процессы происходили на несколько миллионов лет позднее главной фазы альпийских шарьяжей, тогда как во время интенсивного шарьяжеобразования магматическая деятельность здесь затухала.

Массовые излияния в Закарпатье и на Кавказе совпадают во времени с образованием многочисленных сбросов и сбросо-сдвигов, столь характерных для орогенного этапа развития. Некоторые из них, как я уже отмечал, проникали до зоны, где формировались магматические расплавы и поэтому могут считаться глубинными. В зонах глубинных сбросов и сбросо-сдвигов формируются большие и малые грабены, которые во времени сменяются довольно плоскими, но глубокими наложенными впадинами. Эти структуры свидетельствуют об условиях растяжения земной коры, что могло увеличить ее проницаемость для возникающих на глубине магматических расплавов. Их образование происходило в условиях, когда только что в результате движений по шарьяжам возник новый разрез земной коры, который, как мы отметили, не был тектонически достаточно устойчивым. Естественно, что шарьяжные пластины кристаллических сланцев и гнейсов, залегающие на более легких массах «предфлиша» и флиша не могли быть механически устойчивыми. Они раскалывались на глыбы, разделенные многочисленными сбросами и сбросо-сдвигами, и как бы растекались, образуя весьма подвижную

германотипную структуру орогенного этапа развития Альпийского пояса. При этом материал из обширных магматических очагов, возникавших в это время на глубине в зоне Главного глубинного шарьяжа, перемещался по глубинным сбросам к поверхности Земли, заполняя в известной мере компенсационные грабены и прогибы.

Субсеквентный коровый магматизм широко развит и в другие фазы развития Альпийского пояса. И каждый раз он появляется не во время главных фаз шарьяжеобразования, а вслед за ними, обычно через несколько миллионов лет. Например, широко распространенный в Альпийском поясе эоценовый магматизм связан, как я думаю, с утолщением земной коры в более раннюю ларамийскую тектоническую фазу и развит там, где эта фаза сильно проявилась и повлияла на разрез земной коры.

Особенно большое значение в изменении структуры земной коры в Альпийском поясе имела австрийская тектоническая фаза (апт — альб). Она проявилась во внутренних частях пояса и привела к образованию первых крупных шарьяжей на большом пространстве от Закавказья до Балкан и Закарпатья. Во время этой фазы никакого субсеквентного магматизма здесь не было, но зато он широко проявился после нее, в верхнем мелу. Известно, насколько широко распространены верхнемеловые вулканические породы в Закавказье и особенно в Болгарском Среднегорье. Все они связаны с тектонической перестройкой разреза земной коры, вызванной австрийской тектонической фазой.

Мы недостаточно знаем более ранние, киммерийские этапы развития шарьяжей в Альпийском поясе Европы, но киммерийские тектонические фазы хорошо известны в Иране, Турции и в Закавказье. Огромные массы развитых здесь в юре магматических образований связаны именно с этими фазами и, по-видимому, подчиняются той же закономерности: они возникают в соответствующих зонах не во время, а после тектонической перестройки земной коры. Однако ясных доказательств этого для юрского магматизма у нас нет.

Следует подчеркнуть, что упомянутый юрский магматизм в отличие от мелового и третичного носит ясно выраженный основной, базальтоидный характер. Он, по-видимому, возникал в «базальтовом» слое или в мантии. Это соответствует сделанному ранее выводу о том, что «гранитный» слой в Тетисе в нижнем мезозое местами был тонким, а местами вовсе отсутствовал. В латеральном тектоническом перераспределении горных масс, следовательно, кислые породы в некоторых зонах имели подчиненное значение. А при палингенезе, как бы широко ни протекали процессы дифференциации, контаминации и обогащения магматическим материалом за счет глубинных флюидов, прежде всего будет проявляться состав исходных пород, вовлеченных в регенерацию.

Изложенные здесь замечания существенно меняют распространенные представления о связи тектоники и магматизма.

6. ГИПОТЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В большинстве современных тектонических гипотез активное начало, т. е. более быстрое тектоническое течение, предполагается у глубинных масс. И при тепловой конвекции, и при изостатическом, и при гравитационном течении в глубинах мантии земная кора представляется более или менее пассивно перемещающейся оболочкой, как бы приспособляющейся к глубинным движениям.

Дифференциальный характер латерального тектонического течения вещества разных геофизических оболочек Земли представляется мне единственной приемлемой моделью движений, объясняющей механизм

всех тектонических деформаций, наблюдающихся в земной коре. Этот механизм действовал в условиях тепловой, плотностной, механической и вещественной неоднородностей земной коры и верхней мантии, а также в условиях непостоянства скорости вращения Земли и положения ее полюсов. Указанные неоднородности обусловили поразительную сложность структуры земной коры. Мы исходим из предположения, что главные неоднородности Земли, т. е. ее ядро, мантия с астеносферой и кора, в том числе некоторая часть «гранитной» и водно-воздушной оболочек, возникли в процессе становления Земли как астрономического тела в догеологическую стадию ее развития. Без этих неоднородностей нельзя представить возникновение и течение земных геологических явлений.

Принимаемая нами модель тектонических явлений рассматривает их механизм, но отнюдь не разрешает вопроса о тектонических силах. Она вытекает из эмпирических геологических обобщений и, как указывалось, может удовлетворительно объяснить известные нам геологические структуры.

Я уже отмечал, что все попытки объяснить генезис деформаций исходят в конце концов из геологического факта структурной дисгармонии, которая всегда наблюдается при прослеживании какой-либо структуры в вертикальном и горизонтальном направлениях. Это означает, что деформация является следствием градиента скорости тектонического течения горных масс.

В современной геотектонике в основу понимания механизма деформаций кладется признание ведущей роли горизонтальных напряжений и перемещений. Представления об определяющей роли вертикальных напряжений и движений, судя по мировой литературе, теперь не пользуются поддержкой, так как в них игнорируются реальные геологические факты больших горизонтальных перемещений. Поэтому здесь будет затронут важнейшей, с нашей точки зрения, вопрос о градиенте скорости именно латерального тектонического течения горных масс.

Существование, наряду с мелкими тектоническими формами, глубинных сдвигов, глубинных шарьяжей и глубинных сбросов указывает на дисгармонию очень крупных геологических структур материковой земной коры.

Но имеются вполне определенные геологические факты, свидетельствующие, что и самые большие структурные элементы Земли — океаны и континенты — деформированы резко дисгармонично и что скорость латерального тектонического течения океанического материала в 3—4 раза больше скорости тектонического течения материала континентов. Оказывается, градиент скорости тектонического течения на границах океанической и континентальной коры настолько велик, что именно здесь приходится ожидать появления наиболее ярко выраженных деформаций.

Рассмотрим некоторые факты, указывающие на различные скорости тектонического течения океанической и континентальной коры. Теперь уже имеется много данных, показывающих, что относительные взаимные горизонтальные перемещения по разломам блоков континентальной коры и относительные горизонтальные перемещения по разломам блоков океанической коры неодинаковы. Да и сами разломы континентальной и океанической коры по ряду признаков, например по размерам, существенно различаются.

Суммарные относительные перемещения, или, вернее, видимые относительные перемещения независимо от геологической длительности, по сдвигам и шарьяжам на континентах не превышают 500 км. Такой величиной нами оцениваются перемещения в северном направлении «гранитного» слоя срединной части Тетиса. Перемещение верхних австрийских шарьяжей оценивается в 180 км (Tollmann, 1963); Хочский покров в Западных Карпатах — минимум 100 км (Andrusov, 1966); Вахшский надвиг в Таджикистане — до 100 км (Пейве и др., 1966); надвиг Льюис

в канадских Кордильерах — 65 км (Price, 1960); Скандинавские покровы в каледонидах — 150 км (Asklund, 1960); Исфайрамский покров в Южном Тяньшане — не менее 80—100 км; надвиги в Неваде — 70 км (Avent, Dechert, 1965); в Калифорнии — 30 км (Davis, 1965); покров Харт-Маунтин в Вайоминге — 50 км (Pierce, 1963); покровы в Центральном Памире — 40 км (Руженцев, 1965).

Такие же величины перемещений в десятки и первые сотни километров указываются и для крупнейших сдвигов. Так, перемещения по сдвигу Грейт-глен в Шотландии — 107 км (Kennedy, 1946); Новозеландскому сдвигу — 480 км (Wellman, 1956); Таласо-Ферганскому — 200 км (Буртман, 1961, 1962), Байдаулет-Карасорскому в Центральном Казахстане — 70 км (Суворов, 1963); по сдвигу Сан-Андреас — 250—380 км (максимально 560—580 км); Чингизскому в Казахстане — 60 км (Суворов, Самыгин, 1966); Аксу-Мургабскому на Памире — 95 км (Руженцев, 1963); по сдвигу Тинтина (Юкон) — 385—416 км (Roddick, 1965); сдвигу Гарлок — 73 км (Michael, 1966).

Мы могли бы, помимо названных, перечислить большое количество других крупнейших хорошо доказанных надвигов, шарьяжей и сдвигов в самых разнообразных структурах континентов, но нигде относительные перемещения блоков не указываются больше 500—600 км.

В настоящее время довольно надежно установлены относительные перемещения блоков и для океанической коры. Так, по сдвигу Мендосино в Тихом океане перемещения достигают 1170 км (Менард, 1966), для западной части сдвига Меррей — 750 км (Вакье, 1966), а по трем сближенным сдвигам в экваториальной части Атлантического океана Срединно-Атлантический хребет сдвинут влево на расстояние свыше 2000 км (Хейзен, 1966). Очень велики сдвиги и в остальной части Атлантического и Тихого океанов. Большие сдвиговые перемещения происходят и по современным периокеаническим разломам во время землетрясений на окраинах Тихого океана (Бениофф, 1966; Ходжсон, 1966).

Таким образом, максимальные суммарные величины сдвигов в океанической коре в 4 раза превышают максимальные сдвиги в коре континентальной. Это вполне согласуется и с морфологией тех и других разломов. Обращает на себя внимание, что протяженность совершенно прямолинейных океанических сдвигов значительно превышает протяженность разломов континентов.

Мы можем говорить лишь об относительных, а не абсолютных скоростях тектонического течения, так как измерение последних затруднено тем, что неподвижных реперов для отсчетов в земной коре не существует. Но, если условно принять, что средняя скорость тектонического течения материала континентальной коры 1 см в год, то, очевидно, скорость тектонического течения океанической коры будет 4 см в год, так как можно думать, что относительные перемещения пропорциональны абсолютным. Вряд ли эти цифры могут быть меньше, так как таких величин достигают даже относительные перемещения. Например, в Альпийском поясе Средиземноморья за время с середины нижнего мела «гранитный» слой Тетиса переместился к северу на 500 км, т. е. двигался со скоростью приблизительно 1 см в год, а если принять (Кропоткин, 1967), что нижний мел смещен сдвигами Срединно-Атлантического хребта, то скорость относительных перемещений океанической коры здесь будет не менее 4 см в год.

Вряд ли могут возникнуть сомнения в том, что система гигантских сдвигов в тонкой и хрупкой океанической коре Срединно-Атлантического хребта и больших сдвигов в Тихом океане связана с неравномерным, «струйным» пластическим тектоническим течением вещества в нижележащем слое пониженной вязкости, в астеносфере. Но так как астеносфера под континентами расположена в 2—3 раза глубже, чем под океанами, то скорость тектонического течения горных масс на одной и той же

глубине в океанической и континентальной коре не могут быть равными. Этим, очевидно, объясняется градиент скорости тектонического течения, вызвавший дисгармонию структур океанов и континентов.

Дисгармония, как мы видели, выражается в том, что тектонические структуры океанов и континентов и, в частности разломы, там и здесь различны. Но особенно ярко она проявляется в том, что структуры континентов и океанов в большинстве мест имеют «торцовые», несогласные в плане сочленения. Например, в восточной части Тихого океана магнитными съемками на большом пространстве выявлены строго меридиональные структуры (Вакье, 1966), которые под большим углом сочленяются с северо-западными структурами окраин Северной Америки и не имеют на континенте никакого продолжения. Эти меридиональные структуры вкрест простираения рассечены сдвигами Мендосино, Пайонир, Мёррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон и др., которые также не проявляются в структурах континента, хотя некоторые геологи стараются их там найти.

В свою очередь, структуры континентов, во многих местах и особенно вдоль Атлантических берегов имеют «торцовое» сочленение с океаническим дном. При этом континентальные структуры не имеют никакого продолжения на дне океана.

Торцовые сочленения структур континентов и океанов, таким образом, являются важной закономерностью строения Земли, свидетельствующей о дисгармонии деформации глобального масштаба. Следует напомнить, что торцовые сочленения, но меньшего масштаба, характерны и для структур внутри континентов (Тектоника Евразии, 1966).

О глобальной дисгармонии говорит также расположение длинных и узких складчатых горных поясов в местах сочленения океанической и континентальной коры. Такими поясами, несомненно, являются Аппалачи, Кордильеры, Анды и кайнозойские складчатые сооружения западной части Тихого океана. Возникновение их является естественным следствием большого градиента скорости тектонического течения вещества континентальной и океанической коры.

Мы уже подчеркивали, что в земной коре и, вероятно, в верхней мантии существуют многочисленные тангенциальные поверхности скольжения, на которых имеется градиент скорости тектонического течения масс. Поверхность астеносферы, по-видимому, может рассматриваться как наиболее крупная, возможно, глобальная поверхность градиента скорости тектонического течения земных масс.

Изложенные данные и соображения о скорости тектонического течения материала океанической и континентальной коры приводят к предположению о возможности «проскальзывания» части оболочки Земли ниже астеносферы по отношению к остальной части мантии и к коре. Здесь мы сталкиваемся с таким же явлением, какое по предположению многих физиков-магнитологов имеет место на границе ядра и оболочки Земли, где оно происходит, однако, в неизмеримо большем масштабе.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам. В кн. «Дрейф континентов». Изд-во «Мир», 1966.
Буртман В. С. Талассо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Изд-во «Наука», 1964.
Вакье В. Магнитные данные о горизонтальных смещениях ложа Тихого океана. В кн. «Дрейф континентов», Изд-во «Мир», 1966.
Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. Изд-во «Наука», 1965.
Менард Г. Геология дна Тихого океана. Изд-во «Мир», 1966.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.

- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геол. на XXI сесс. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. Докл. сов. геол. на XXII сесс. Междунар. геол. конгр., 1964.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, под ред. А. В. Пейве. Изд-во АН СССР, 1963.
- Руженцев С. В. Сдвиги Юго-Восточного Памира. В сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Тр. ГИН АН СССР, вып. 80. Изд-во АН СССР, 1963.
- Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.
- Соллогуб В. Б. и др. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований. Геофиз. сб., вып. 18, Изд-во АН УССР, 1966.
- Суворов А. И. К характеристике Актаэской зоны разломов в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.
- Суворов А. И. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1963.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан). Докл. АН СССР, т. 168, № 3, 1966.
- Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1966.
- Хейзен Б. Ложе океанов. В кн. «Дрейф континентов». Изд-во «Мир», 1966.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Ходжсон Дж. Движения земной коры по сейсмическим данным. В кн. «Дрейф континентов». Изд-во «Мир», 1966.
- Andrusov D. Aperçu Général sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. geol. France (7), VII, 1965.
- Asklund B. or. Studies in thrust region of the southern part of the Swedish mountain chain. Geol. Congr., 21 Sec., Norden, 1960.
- Avent Ion, Dechert Curt. Major thrust fault in the Antelope Range and northern Schnell Creek Range, White Pine County, Nevada. Geol. Soc. America Spec. paper, № 82, 1965.
- Bailey E. B., McCallien W. I. Serpentine lavas, the Ankara melange and Anatolian thrust. Trans. Roy. Soc. Edinburg, v. LXII, II, 1952—1954.
- Bončev Ek. Regmatische Gleitungen, tiefenstörungen und Schollengliederung der Erdkruste in östlichen teil der Balkanhalbinsel. Carpatho—Balkan Geological Association, VII Congress, Sofia, 1965.
- Brunn J. Les Zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse Alpine. Bull. Soc. Geol. France, t. II, № 4, 1960.
- Davis Gregory A. Regional Mesozoic thrusting in the south-central Klamath Mountains of California. Geol. Soc. America, Spec. papers, 82, 1965.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme. Eclogae geol. helv., 52, 2, 1959.
- Kennedy W. Q. The Great Glen fault. Quart. J. Geol. Soc. London, 102, 1946.
- Menard H. W. Sea floor relief and mantle convection. Phys. and Chem. Earth, v. VI, 1965.
- Michael D. Large lateral displacement on Garlock fault, California, as measured from offset fault system. Bull. Geol. Soc. America, 77, 1, 1966.
- Moody I. D. Crustal shear patterns and orogenesis. Tectonophysics, 3(6), 1966.
- Pavoni N. Die Nordanatolische horizontalverschiebung. Geol. Rundschau, Bd. 51, 1961.
- Pierce William G. Reef Creek detachment fault, north-western Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, 74, 10, 1963.
- Price R. A. Lewis thrust sheet in the south-eastern Cordillera of Canada. Bull. Geol. Soc. America, 71, 12, 2, 1960.
- Tollmann A. Das Strandscha—Fenster, ein neues Fenster der Metamorphiden im alpinen Nordstamm des Balkans. Neues Jahrb. geol. und paläontol. Monatshefte. Jg. H. 4, c. 234—248, 1965.
- Tollmann A. Ostalpensynthese. Wien, 1963.
- Roddick I. A. Right-lateral movement along the Tintina Fault (Abstract). Paper. Geol. Surv. Canada, 2, 57, 1965.
- Wellman H. W. Structural outline of New Zealand. N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Bull., 121, 1956.

FAULTS AND TECTONIC MOVEMENTS

Evidence has been recently made available which suggests a widespread occurrence of lateral displacements along the faults in the Earth's crust. Besides the deep faults, deep shifts and overthrusts are shown to be present, these being interrelated and dynamically united. Consequently the former definition of «deep faults» must be revised. Deep faults should be morphologically marked, of a long development, vertical, oblique, or horizontal deep surfaces of the tectonic displacement of rock masses.

Tectonic movements should be understood as the tectonic flow of rock masses. There are two types of the tectonic flow: (1) plastic, and (2) fault-block.

The fault-block flow in the European Alpine Belt is discussed, primary regard being paid to deep overthrusts of a prolonged development. It is concluded in the paper that the median massifs, such as Rhodope, Pelagonic, and Marmaris, participate in the Cretaceous overthrust structure and are displaced.

During the formation of the Mediterranean Alpine structure, spatial rearrangement of crustal rock masses was of primary importance. None of the geophysically and geologically proved non-uniformities, concerning the thickness and constitution of individual portions of the Earth's crust, are associated with a marked influx of the material from the Earth's mantle.

Crustal acid magmatism is confined to areas of tectonic clusters of rock masses, this originating after the rearrangement of the crust by major phases of overthrusting.

An inferred model picture of the mechanism of formation of the Earth's crust structure is described.

Geological Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.241

П. Н. КРОПОТКИН

МЕХАНИЗМ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

I. ПЛАНЕТАРНЫЕ СТРУКТУРЫ СЖАТИЯ И РАСТЯЖЕНИЯ

На современном этапе развития геотектоники первостепенное значение приобрел вопрос о роли и масштабах горизонтальных движений земной коры. Не решив этот вопрос, нельзя сказать ничего определенного и о механизме тектонических движений в целом.

Преобладающая роль горизонтальной компоненты в тех деформациях и движениях, которые приводят к образованию известных нам структур, была подчеркнута в ряде работ А. В. Пейве (Пейве, 1960, 1961; Разломы и горизонтальные движения земной коры, 1963). Сейчас, в связи с развитием геофизических исследований и изучением структуры дна океанов, приобрели большую популярность (особенно в зарубежной науке) концепции мобилизма или дрейфа материков.

Вопросы, касающиеся крупных горизонтальных перемещений глыб земной коры, заняли заметное место на сессии Международного геологического конгресса в 1964 г., на Международном океанографическом конгрессе в Москве в 1966 г. и в программе XIV Ассамблеи Международного союза геодезии и геофизики, намеченной на осень 1967 г. В 1967 г. будут, кроме того, происходить два международных симпозиума, специально посвященных дрейфу материков. Один из них созывается Международным геологическим союзом (в Монтевидео, в связи с изучением Южной Америки и Африки), другой — двумя Международными союзами — астрономическим и геофизическим. На этом симпозиуме в марте 1967 г. была разработана программа геодезических и астрономических (по изменению долгот и широт) наблюдений для регистрации современного дрейфа.

На происходившей недавно в Москве 2-й Всесоюзной конференции по международному проекту «Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры» (январь — февраль 1967 г.) эти вопросы также привлекли большое внимание. В докладе А. Н. Храмова были суммированы доказательства мобилизма, вытекающие из палеомагнитных данных (Храмов, 1967).

Палеомагнетизм приводит к выводам, которые хорошо согласуются с данными о палеоклиматах, о сходстве в стратиграфии, структуре и флоре различных частей палеозойских материков, разобобщенных сейчас океаническими впадинами, и о времени и направлении движений, формировавших складчатость. Таковы, например, выводы о сближении Русской и Сибирской платформ во время образования палеозойской складчатости на пространстве от Урала до Енисея (Храмов, Родионов, 1965). Сравнение палеомагнитных широт показывает сближение Индийской платформы и массива северной половины Евразии в течение мезозоя и кайнозоя. Таким образом, и этот вывод согласуется с геологическими представлениями о замыкании геосинклинали Тетис и формировании

Гималайского складчатого пояса между сближавшимися платформенными массивами (Кропоткин, 1961₁).

В докладе Л. М. Балакиной, А. В. Введенской и Л. А. Мишариной было показано, что в коре и верхней мантии существуют зоны сжатия в Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском поясах, и зоны растяжения на срединных океанических хребтах и в грабенах типа Байкальского. Обстановка растяжения была показана также Н. А. Флоренсовым по рифтам Байкальской зоны и Л. В. Дмитриевым, Г. Б. Удинцевым и другими — по рифтовой зоне Индийского океана. Все эти факты и обобщения согласуются с концепцией мобилизма (дрейфа материков), получившей сейчас поддержку со стороны многих геофизиков и геологов.

Обзор геологических и геофизических данных по мобилизму приводится в ряде недавно опубликованных работ (Проблемы перемещения материков, 1963; Дрейф континентов, 1966; Кропоткин, 1964₁, 1965; Пучков, 1965; Проблемы палеоклимата., 1967; Symposium, 1965; Wilson, 1963_{1, 2}): Было тщательно проверено весьма совершенное совпадение контуров материкового склона при совмещении противоположных берегов Атлантического океана (Э. Буллард, Дж. Эверетт) и Индийского океана (Р. Дитц). Оказалось, что математическая вероятность столь полного случайного совпадения очень мала¹. Выяснилось, что и расхождения в контурах, например перекрытие изобат материкового склона Африки и Южной Америки в районе дельты р. Нигера, находят себе простое объяснение. Анализ гравиметрических и буровых данных показал, что это перекрытие изобат связано с накоплением кайнозойских осадков, отложившихся после значительного раздвигания обеих материковых глыб. Подземный край докембрийского цоколя Африки проходит здесь внутри материка в 200 км от края шельфа и в точности соответствует контуру края Бразильского щита (Stoneley, 1966).

К геодезическим данным о современных смещениях в Калифорнии, Японии и других странах, описанным А. В. Лукьяновым и др. (Разломы и горизонтальные движения земной коры, 1963; Кропоткин, Шахварстова, 1965), прибавились указания о горизонтальных перемещениях, полученные по изменению долгот (Stoyko, 1965).

Сейчас, видимо, нетрудно снять тот покров таинственности, который окружает проблему дрейфа материков в представлении многих наших геологов и геофизиков. Напомню, что уже 40 лет назад Э. Арбан в своей замечательной книге по геологии Азии подчеркивал, что мобилизм вовсе не является каким-то переворотом в тектонике. «Вместе с первичной концепцией мобилизма родилась тектоника, не очень сильно отличающаяся от старой... В новом окрепшем мобилизме она обогащается всей действительной силой старой тектоники и может выдержать испытание всей совокупностью накопленного фактического материала» (Арбан, 1935, стр. 157). Немного позже Р. Штауб писал: «Континентальные смещения, как таковые, теперь вне всякого сомнения доказаны сжатием земной коры в горных грядках, и в этом смысле великий основной принцип точки зрения Вегенера надо признать безусловно правильным» (Штауб, 1938, стр. 21).

С еще большим основанием можно повторить эти слова на современном уровне знаний. Развившийся за это время петрографический структурный анализ (петротектоника) показал, что деформации горных пород при складчатости должны сопровождаться сокращением поперечных размеров смятых зон в 1,5—2 раза и больше (Ажгирей, 1956). Разбурива-

¹ На это обратил внимание и наш известный математик акад. А. Н. Колмогоров. В популярной статье в журнале «Наука и жизнь» (№ 2, 1966) он воспроизвел реконструкцию Атлантической области по Булларду. Однако при этом была допущена ошибка: изобата 910 м (=500 морских саженей) ошибочно названа 500-метровой.

ние шарьяжей позволило установить перемещение негравитационных надвигов на 20—50 км (Скалистые горы США и Канады, Зилаирский синклиниорий на Урале, Карпаты; Кропоткин, 1964₂).

Особенно большие смещения приходится предполагать по глубинным зонам скалывания, окружающим Тихий океан. Г. Штилле, который отнюдь не принадлежал к сторонникам мобилизма, оценивал величину перекрытия по этим надвигам за плиоцен и четвертичный период в 250 км или больше (рис. 1). Глубокие впадины периферических желобов, резкие нарушения изостазии, вулканические пояса и глубокофокусные землетрясения «связаны основным процессом — надвигом на обширный блок Тихого океана окружающих континентальных блоков, в котором точным отражением наиболее молодых тектонических процессов служат изобаты крупной надвиговой поверхности. Краевые впадины представляют собой фронт надвига, линия вулканов — примерное положение изобаты 100 км. Линию, вдоль которой начинаются глубокофокусные землетрясения, отмечает изобата 300 км; там, где такие глубокофокусные землетрясения прекращаются, проходит изобата 700 км» (Штилле, 1957, стр. 202).

Как «фиксисты» (за исключением, может быть, представителей крайних направлений), так и «мобилисты» почти одинаково оценивают в конкретных случаях величину поперечного сокращения молодых складчатых систем, подвергавшихся смятию в течение неогена и четвертичного периода (Штилле, 1965; Kober, 1942). Так, например, на пересечении через Памир и Гиндукуш суммарное сокращение при образовании складок и надвигов составляет около 200—300 км. Это соответствует также и увеличению толщины коры до 70—75 км, которое отмечено здесь по гравиметрическим и сейсмологическим данным. Кроме того, примерно по 50 км с каждой стороны составляет сокращение, которое можно определить путем мысленного развертывания складок в Пенджабском краевом прогибе и в Таджикской депрессии (по С. А. Захарову и др.), и столько же — перекрытие поверхности по глыбовым надвигам в системе Алая и других параллельных хребтов. Таким образом, произошедшее за 20 млн. лет (N+Q) сокращение поперечных размеров подвижного пояса на этом пересечении составляет около 300—500 км.

На пересечении через Японию и Японо-Курильский желоб сокращение по крайней мере на 250 км следует отнести, по Г. Штилле, на счет смещений по сейсмичному глубинному надвигу. Более 100 км дает сжатие складок в третичных отложениях. Повторные триангуляции в гористой центральной части о. Хонсю показали, что поперечные размеры растущей возвышенности сокращаются со скоростью 5 см в год (= 50 км за 1 млн. лет; Иноуэ, 1960). С начала неогена общее сокращение поверхности на этом пересечении вероятно составило не меньше 350 км. Однако часть этой величины компенсировалась растяжением во впадинах Японского моря (Кропоткин, Шахварстова, 1965). На пересечении

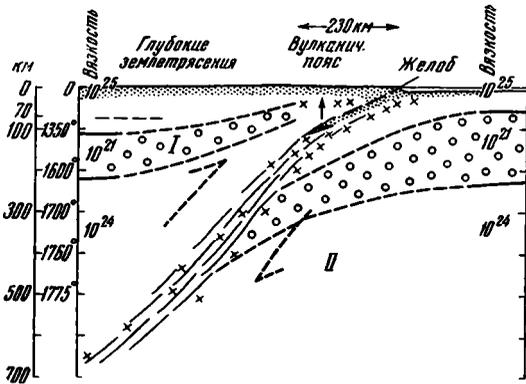


Рис. 1. Современные надвиги у границы Тихого океана:

I — область, примыкающая к континенту, II — суб-океаническая область. Точками показана земная кора (у поверхности и погруженная под надвиг на глубину до 100 км), черное — уровень плавления сиала, крестики — очаги землетрясений (по Г. Штилле). Дополнительно указаны: слой пониженных скоростей (кружки), его предполагаемое погружение под надвиг и величина вязкости (в паузах)

через Анды и Атакамский желоб реальная оценка сокращения, с учетом глубинного надвига, по-видимому будет не менее 400 км.

Таким образом, в тех подвижных поясах, где сосредоточилось сжатие земной коры в течение последних 20 млн. лет, сокращение поперечных размеров достигало 200—400 км. Длина таких поясов на земном шаре составляет 50 000 км. Следовательно, за неоген и четвертичное время здесь была «съедена» площадь примерно в 10—20 млн. км² — на такую величину уменьшилась поверхность земной коры в подвижных поясах.

Так как нет оснований допускать большое уменьшение радиуса Земли, соответствующее такому сокращению поверхности, то нужно думать, что сокращение компенсировалось таким же по величине увеличением поверхности в других зонах, т. е. в областях растяжения земной коры. Мы знаем эти области. Они также сейсмичны, но характеризуются совершенно иной ориентировкой напряжений в очагах. Это области растяжения и разрыва земной коры в рифтах срединных океанических хребтов, в грабенах Аденского залива и Красного моря и в других местах, например, в Атлантическом океане, на абиссальной равнине к востоку от Северной Америки. Судя по тому, что в этой депрессии часто происходят разрывы кабелей, проложенных по дну океана, растяжение земной коры происходит здесь на наших глазах (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962).

Неоген-четвертичные рифты и впадины шириной по 10—40 км, разделенные горстообразными грядами, образуют 10—20 параллельных рядов на срединных океанических хребтах. Наиболее резким рельефом, изостатической неуравновешенностью и сейсмичностью характеризуются самые молодые рифты, расположенные у оси хребтов (рис. 2).

На земном шаре общая длина рифтовых зон составляет 40 000 км. Раздвигание по грабену Аденского залива определяется в 200 км; в Исландии (по грабенам и многочисленным базальтовым дайкам, заполнившим трещины растяжения) — в 100 км или больше. В общей сложности по всем этим зонам можно предполагать растяжение, вполне достаточное для того, чтобы компенсировать подсчитанный эффект сжатия.

Отсюда ясно, что промежуточные области, т. е. докембрийские и эпилалеозой-

Рис. 2. Три профиля, пересекающих осевую часть Среднего Атлантического хребта в широтном направлении между 21°15' и 22°45' с. ш. Указаны: глубина 3000 м ниже уровня моря, рельеф и осадки (черное). Впадины, расположенные на расстоянии до 100 км от главной рифтовой долины (С), содержат только 0—30 м осадков. На основании количества осадков возраст тектонического рельефа зоны BD определяется как 0,1—0,7 млн. лет. В зоне АВ мощность осадков до 300 м, возраст рельефа до 10 млн. лет (Van Andel, Bowen, 1965)

ские платформы и припаянные к ним участки океанического дна, должны были перемещаться от зон растяжения к зонам сжатия со скоростью раздвигания.

$$V = \frac{300 \text{ км} \pm 100 \text{ км}}{20 \cdot \text{млн. лет}} = 1-2 \text{ см/год.}$$
 Это величина того же порядка, что и скорость раздвигания берегов Атлантики по данным палеомагнетизма (3 см/год = 4500 км : 150 млн. лет).

Однако легко убедиться, что такое движение отнюдь не представляло собой дрейф материков в том смысле, который первоначально вкладывал в это понятие А. Вегенер. А. Вегенер представлял себе дрейф, как движение материков по неподвижному симатическому слою, подобно дрейфу льдин по поверхности спокойной воды. Н. С. Шатский был прав, когда критиковал такую концепцию за отрыв движений коры от деформаций в мантии (Шатский, 1946).

В свете современных геофизических данных можно утверждать, что основу тектонических движений составляют какие-то более однородные деформации и движения в мантии, охватывающие огромные объемы ее вещества. У поверхности, в силу механических особенностей жесткой коры, такие деформации становятся крайне неоднородными. Например, многие глыбы коры («обломки» Гондваны — кристаллические щиты южных материков) почти не несут следов растяжения, тогда как промежуточные между ними площади оказываются растянутыми в очень большой степени.

В некоторых случаях совершенно ясно доказывается также и тот факт, что материк не смещался относительно ближайшей к нему части океана. Например, прямолинейный Камерунский разлом, отмеченный *КК* на рис. 3, пересекает на протяжении 800 км кору океана и на протяжении 600 км — Африканский материк. Он прослеживается по цепи вулканических островов (Аннобон, Сан-Томе, Принсипе, Фернандо-По) и расположению эффузивных комплексов кайнозойского и верхнемелового возраста на суше. Материковая и океаническая части разлома не смещены друг относительно друга. Значит, по крайней мере с середины мела материк не «дрейфовал» по отношению к ближайшей полосе океана.

Следовательно, в этой окраинной части Атлантического океана кора должна иметь нижнемеловой или более древний возраст. Но в центральной части Срединного Атлантического хребта в самых молодых рифтовых долинах она формируется на наших глазах по мере накопления лав и осадков на поверхности ультраосновных пород верхней мантии, обнаженной благодаря разрыву и растяжению несколько более древней базальтовой коры. Весь срединный хребет, имеющий ширину 1000—2000 км, представляет собой чередование многих десятков горстообразных гряд и грабенообразных впадин, параллельных его общему простиранию. Наиболее молодые рифтовые долины, в количестве от 1 до 3, прослеживаются в осевой сейсмичной зоне хребта. По мере удаления от оси хребта рельеф становится менее резким. По-видимому, в более древних рифтах и грядах разность высот постепенно сгладилась благодаря изостатическому выравниванию и заполнению впадин лавами и осадками. Мощность осадочных отложений возрастает во впадинах нижней части склона хребта и на абиссальных равнинах до 1000—2000 м вместо 0—300 м в осевой части хребта. Однако сейсмоакустика прощупывает и здесь под осадочным чехлом первоначальный пересеченный рельеф такого же типа, как и в средней части склонов (Хейзен, Тарп, 1962; Ильин, 1965; Van Andel, Bowen, 1965).

Таким образом, вся история дна Атлантического океана выглядит как результат растяжения, многократных разрывов коры, заполнения образовавшихся впадин базальтами и осадками, нового разрыва сформировавшейся коры, повторного заполнения и т. д. (см. рис. 2). Начало раздвигания относится ко второй половине юры. В это время произошел разрыв синеклизы р. Параны, сложенной отложениями верхнего карбона, перми, триаса и траппами верхнего триаса — нижней юры. Кусок этой синеклизы, как показал Р. Маак, сохранился у юго-западного побережья Африки между 20° и 22° с. ш. (см. индексы П₁, П₂ на рис. 3, 4; Кропоткин, 1965). В нижнем мелу начальный рифт заполнялся континентальными, а затем морскими отложениями (Beurien, 1961; Stoneley, 1966). В дальнейшем сформировалась нижнемеловая океаническая кора,

сохранившаяся сейчас у берегов Южной Америки и Африки, а затем, начиная с верхнего мела, кора в более центральных частях современного океана и его срединного хребта. В основании островов Зеленого Мыса, банки Роколл и в гипотетическом древнем цоколе Исландии сохранились более мелкие отторгнутые обломки древних материковых платформ.

Имеющиеся определения возраста согласуются с этой схемой. В средней части хребта абсолютный возраст изверженных пород — от современного до олигоценового (30 млн. лет; Symposium, 1965); в нижней части склона хребта у края Бразильской котловины 36 млн. лет. На окраинах океана, как уже говорилось, отмечены вулканические породы мелового возраста (100—120 млн. лет; Wilson, 1963₁).

То же самое следует из определений возраста микрофауны в отложениях, обнажающихся на сбросовых уступах на дне океана (Saito, Ewing, 1966). В зоне срединного хребта среди дочетвертичных отложений обнаружены только плиоценовые и миоценовые. У подножия хребта встречается эоцен, а в зонах широких котловин, примыкающих к нему с запада и востока, в Китовом хребте (в 500 км от Африки) и на подводном плато Рио-Гранде — эоцен и верхний мел. В 1170 км от оси хребта в котловине северо-западной Атлантики (56,5° з. д., 26,5° с. ш.) верхнемеловые отложения залегают на серпентинитах. Считая, что эти серпентиниты представляют собой породы подкорового фундамента, образовавшиеся 70 млн. лет тому назад, Т. Сaito и М. Юинг подсчитали скорость дрейфа при расширении площади срединного хребта, как 1,6—2,5 см в год. Самые древние осадочные слои в котловинах Атлантики относятся к началу мела.

Итак, материка не дрейфуют сами по себе, как льдины на неподвижной воде. В земной коре осуществляется совсем другой процесс. Под влиянием деформаций, происходящих в мантии, докембрийские платформы вместе с припаянными к ним широкими участками океанического дна и областями палеозойской консолидации перемещаются от зон растяжения к зонам сжатия. В мезозое и кайнозое это было общее движение масс от Гондванской и Лавразийской областей растяжения — в сторону Тихого океана и геосинклинального океана Тетис, протягивавшегося, как известно, из Средиземноморья через Альпийско-Гималайскую область в Индонезию. Площадь этих двух океанов сокращалась под надвигами, одновременно с расширением площади Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Как и сейчас, в каждую эпоху сильные деформации сжатия (складчатость, орогенез) и растяжения (тафрогенез, талассогенез) сосредоточивались только в узких зонах, в тектонически активных поясах.

Как известно, основной принцип тектонического районирования, принятый на международных тектонических картах и на картах СССР, изданных под редакцией Н. С. Шатского, состоит в разделении территории суши и шельфа по возрасту складчатости, т. е. по времени деформаций, сопровождавших наиболее значительным сокращением площади смятых зон. Тот факт, что складчатость общего смятия, морфологически выраженная так называемой полной складчатостью, «вызывается местным горизонтальным сжатием некоторой толщи слоев», признается и В. В. Белоусовым (Белоусов, 1962, стр. 283; Кропоткин, 1964₂).

Будет логично распространить тот же принцип тектонического районирования и на области растяжения коры — океаны, подразделяя их территорию на различные зоны по времени деформаций, сопровождавших наибольшим изменением площади земной коры, но уже противоположного знака. Это будет увеличение площади, связанное с растяжением и разрывом коры.

На рис. 3 сделана попытка такого районирования. Принятая схема в общем совпадает с определением возраста океанов у Г. Штилле

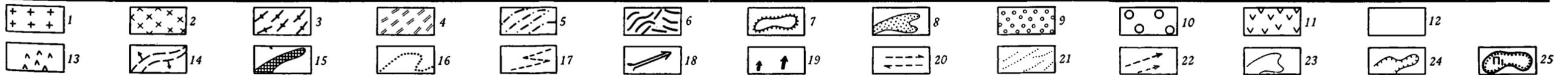
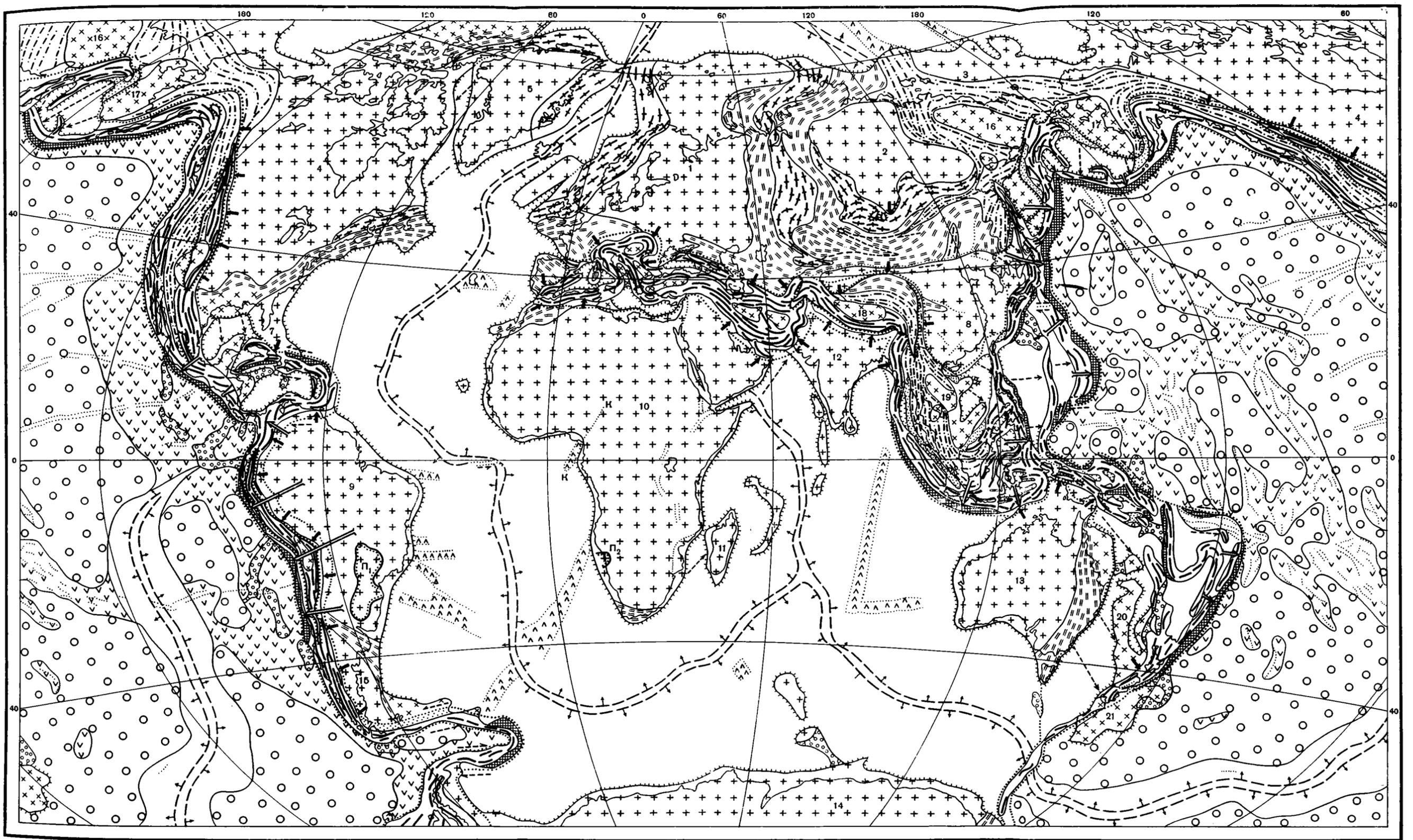


Рис. 3. Карта строения земной коры

Обозначения. 1-9 — области с материковым строением земной коры и островные дуги вулканического происхождения: 1 — докембрийские платформы, 2 — срединные массивы в областях мезозойской и кайнозойской складчатости и массивы докембрийской консолидации в океанах, 3 — области нижнепалеозойской (частью позднепротерозойской) складчатости, 4 — области верхнепалеозойской и раннемезозойской складчатости, 5 — области мезозойской (главным образом юрской и меловой) складчатости, 6 — области позднемеловой (ларамийской) и кайнозойской складчатости, геантиклинальные зоны в современных геосинклинальных областях, 7 — области с удвоенной (55-80 км) толщиной земной коры, 8 — впадины, заполненные верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями, 9 — области с невыясненным (возможно, материковым) строением коры в океанах; 10-15 — области с океаническим строением земной коры (10-11 — докембрийские, в основном докембрийские, 12-13 — образовавшиеся в основном в мезозое и палеогене, 14 — срединные океанические хребты с корой, образовавшейся в основном в неогене и четвертичном периоде), в том числе: 10 — котловины, 11 — краевые и древние срединные валы в Тихом океане, 15 — окраинные желоба, 16 — границы молодых подземных поясов (Тихоокеанского и Средиземноморско-Гималайского), включая окраинные моря, желоба и краевые прогибы, 17 — границы Центрально-Азиатской зоны мезо-кайнозойских складчатоглыбовых дислокаций и сдвигов, 18 — перемещение глубинных надвигов (начала стрелок в зонах эпицентров наиболее глубоких землетрясений, концы — у выходов разлома к поверхности), 19 — направление поддвижения платформ, 20 — сдвиги и сдвиговые зоны, 21 — разломы различного типа (установленные и предполагаемые), 22 — перемещение в течение мезозоя и кайнозоя в некоторых зонах раздвижения, 23 — границы складчатых областей различного возраста, 24 — граница материков, проведенная по изобате 2000 м, 25 — синеклиза бассейна р. Параны (П₁) и гор Каоковелд (П₂); КК — Камерунский разлом.

Цифрами обозначены платформы: 1 — Русская, 2 — Сибирская, 3 — Гиперборейская, 4 — Северо-Американская, 5 — Гренландская, 6 — Эрия, 7 — Флоридская, 8 — Китайская, 9 — Бразильская, 10 — Африканская (с Аравийской), 11 — Мадагаскар, 12 — Индийская, 13 — Австралийская, 14 — Антарктическая, 15 — Патагонская; массивы: 16 — Колымский, 17 — Чукотский и Берингийский, 18 — Тибетский, 19 — Индокитайский, 20 — поднятие Лорд Хау, 21 — Чатам (Новозеландский)

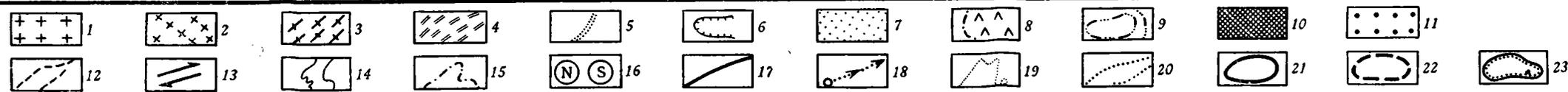
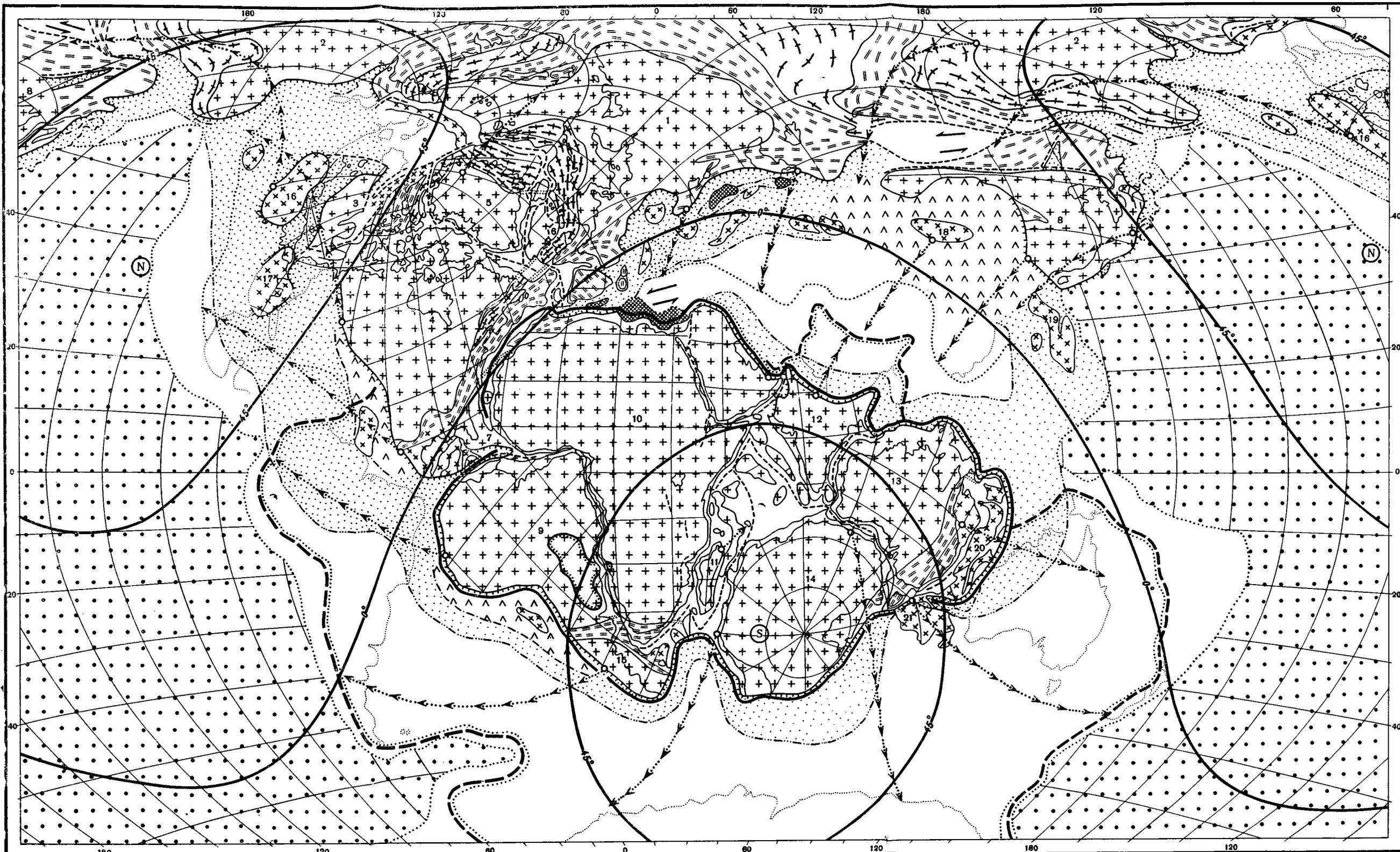


Рис. 4. Реконструкция расположения докембрийских и палеозойских платформ в верхнем палеозое — нижнем мезозое (по геологическим и палеомагнитным данным). Система координат связана с Африкой, показано положение современных параллелей (через 10°) и меридианов (через 15°)

1 — докембрийские платформы, 2 — массивы домезозойской консолидации, 3 — области нижнепалеозойской (частью позднепротерозойской) складчатости, 4 — области верхнепалеозойской и раннемезозойской складчатости, 5 — интерполированные границы складчатых областей различного возраста, 6 — граница между платформами и геосинклинальными областями, проведенная по современным контурам мезозойских и кайнозойских складчатых систем, 7 — Тихоокеанская, Средиземноморско-Гималайская и Верхоянская геосинклинальные области, показанные с превышением в два раза современной ширины сформированных в них складчатых областей, 8 — площади, которую могли занимать области, имеющие сейчас удвоенную толщину земной коры, показаны с превышением в два раза их современной ширины, 9 — возможные границы зон с океаническим строением коры (в центральной части Тетиса и в Черноморско-Каспийской области), 10 — участки с океаническим строением коры, сохранившиеся в виде остаточных впадин Тетиса до настоящего времени, 11 — Тихоокеанская впадина, 12 — разломы типа раздвогов и сдвигов, 13 — сдвиговые зоны, 14 — контуры современных береговых линий и изобаты 2000 м на ограниченных платформах, 15 — контуры современных береговых линий некоторых участков суши (Япония, Новая Зеландия), примыкающих к древним платформам, 16 — положение северного и южного полюсов в конце палеозоя, 17 — положение экватора и параллелей 45° с. ш. и 45° ю. ш. в конце палеозоя, 18–23 — сопоставление с современной тектоникой, в том числе: 18 — перемещение реперных участков, характеризующие движение платформ в течение мезозоя и кайнозоя (указана кратчайшая траектория движения, кривизна линий обусловлена особенностями картографической проекции), 19 — береговая линия у границ платформ (современное положение), 20 — современные границы Тихоокеанского и Средиземноморско-Гималайского подвижных поясов (за вычетом краевых прогибов, которые отнесены к платформам), 21 — границы Гондваны в конце палеозоя, 22 — границы Гондванской области расположения в современную эпоху, 23 — синеклиза бассейна р. Параны и гор Каоковелд.

Цифрами обозначены платформы: 1 — Русская, 2 — Сибирская, 3 — Гиперборейская, 4 — Северо-Американская, 5 — Гренландская, 6 — Эрия, 7 — Флоридская, 8 — Китайская, 9 — Бразильская, 10 — Африканская (с Аравийской), 11 — Мадагаскар, 12 — Индийская, 13 — Австралийская, 14 — Антарктическая, 15 — Патагонская; массивы: 16 — Колымский, 17 — Чукотский и Берингийский, 18 — Тибетский, 19 — Индокитайский, 20 — поднятие Лорд Хау, 21 — Чатам (Новозеландский)

(Штилле, 1965). Тихоокеанская впадина, за исключением Восточно-Тихоокеанского поднятия, считается наиболее древней, докембрийской, а впадины окраинных морей и Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов — мезозойскими и кайнозойскими.

II. МОБИЛИЗМ И АСТЕНОСФЕРА

В докладе Е. Ф. Саваренского и в других сообщениях на конференции по верхней мантии приводились данные об особенностях слоя пониженных скоростей сейсмических волн и о его глобальном распространении. Указывалось, что основные особенности этого слоя — низкая вязкость (10^{20} — 10^{21} пуазов по Е. В. Артюшкову) и некоторое разуплотнение вещества — связаны с его температурой. «Можно предполагать, что в слое низких скоростей температура близка к точке плавления» (Магницкий, 1965, стр. 189). В первом приближении различия в глубине того уровня, ниже которого начинается этот слой под материками и под океанами, соответствуют различиям в глубине геоизотермических поверхностей. Пластичность слоя пониженных скоростей позволяет отождествлять его с астеносферой, т. е. слоем, в котором осуществляются горизонтальные компенсационные течения согласно теории изостазии (Люстих, 1957).

Слой пониженных скоростей начинается под материками на глубине 100—120 км, под Тихим океаном — на глубине 50—60 км, под Атлантическим и Индийским — уже на глубине 20 км (Магницкий, 1965; Aki, Press, 1961). Его нижняя граница лежит обычно на глубине 150—250 км. В. Юинг и Э. Триггвасон обнаружили, что под Срединным хребтом Атлантического океана скорость продольных волн у основания коры понижена до 7,4 км/сек вместо обычного значения 8,0—8,3 км/сек (Саваренский, 1966). То же отмечается и под Восточно-Тихоокеанским поднятием.

В сейсмичных областях Тихоокеанского пояса уровень 100—200 км никак не может быть отнесен к астеносфере, так как на этом уровне свободно происходит накопление упругой энергии, освобождающейся затем при сильных землетрясениях. Пластичный слой можно предполагать на более глубоком уровне, где замечается уменьшение числа землетрясений и их энергии. Такой уровень лежит на глубине от 200 до 300 км в Японо-Курильской зоне глубинного разлома, 300—500 км в Андах, 250—450 км — в зонах Марианской дуги и островов Тонга-Кермадек. Он обычно приводит к разобщению зарегистрированных очагов на две группы — верхнюю и нижнюю. Ниже этого уровня число глубокофокусных землетрясений и их энергия опять несколько возрастают.

В Памиро-Гиндукушской области землетрясения прекращаются на глубине 300 км, т. е. примерно на том же уровне, где находится верхняя граница глубокого слоя пониженных скоростей. А. А. Лукк и И. Л. Нерсесов отмечают здесь такой слой на глубине от 250 до 370 км.

Чем же объясняется различная глубина слоя пониженных скоростей под материками и океанами? Почему под молодыми океанами геоизотермы подняты примерно на 80 км по сравнению с материковыми областями? Если содержание радиоактивных элементов в мантии одинаково под материками и океанами, то температуры под океанами на глубине 20—100 км должны быть, напротив, ниже, чем под материками, где гранитная кора дает дополнительный поток тепла (Гутенберг, 1963). Если допустить, что под океанами в мантии сохранилось более высокое содержание радиоактивных элементов, то и в этом случае, по подсчетам В. А. Магницкого, уровень геоизотерм под океанами будет только на 8—15 км выше, чем под материками (Магницкий, 1965).

По-видимому, единственной причиной большого подъема геозотерм на обширной территории молодых океанов может быть общее растяжение коры и соответствующее приближение горячих глубоких слоев к поверхности Земли. Неоднородная деформация, наблюдаемая у поверхности, где кора дробится на отдельные глыбы, должна сменяться гораздо более однородной деформацией растяжения в астеносфере. Если, скажем, площадь пластичного слоя увеличится в 4 раза, то при постоянстве объема его толщина должна уменьшиться в 4 раза. Такое сокращение толщины всех слоев по вертикали равносильно подъему более глубоких и, соответственно, более нагретых слоев верхней мантии на более высокий уровень. Это означает увеличение геотермического градиента, а следовательно и теплового потока.

Как показали подсчеты Р. Шуйлинга для моделей, похожих на рассматриваемую, такая температурная аномалия будет сохраняться очень долго, постепенно ослабляясь в течение нескольких сот миллионов лет (Schuiling, 1966).

По-видимому, слои мантии, лежавшие несколько ниже поверхности Мохоровичича под палеозойскими материками (рис. 4), подняты сейчас в местах разрыва материковой коры до уровня, близкого к поверхности дна Атлантического, Индийского и Ледовитого океанов. В зонах срединных хребтов, где этот подъем произошел совсем недавно, тепловой поток значительно превышает нормальное значение (Langseth, Le Pichon, 1966; Menard, 1965).

При сокращении поверхности коры под надвигами и при образовании складок глубинная деформация под зонами сжатия должна, в силу сохранения приблизительного постоянства объемов, сопровождаться опусканием слоев верхней мантии на более низкий уровень. Это прогибание фиксируется уже в нижней части коры. При образовании так называемых корней гор — компенсационных выступов под растущими возвышенностями — поверхность Мохоровичича опускается с первоначального уровня (35—40 км ниже уровня моря) до глубины 60—80 км. Такое прогибание уже давно предполагалось согласно теории изостазии Эри-Лукашевича (Люстих, 1957; Кропоткин, 1964). Оно подтверждено гравиметрическими и сейсмологическими данными о толщине коры под Гималаями, Памиром, Кавказом, Карпатами, Динаридами, Сиеррой-Невадой в США и Андами (Гуарарий, Соловьева, 1963; Грушинский, Сажина, 1966).

Наиболее значительное прогибание слоев верхней мантии следует ожидать в зонах наибольшего новейшего сокращения площади дна и суши, т. е. вблизи глубинных надвигов вокруг Тихого океана и в зоне Памира, Гиндукуша и Гималаев. Действительно, как мы видели, именно в зонах краевых надвигов слои пониженных скоростей не обнаруживается на обычной глубине (Японо-Курильская, Андийская области), а его аналоги отмечаются на глубине 200—500 км, т. е. на 100—300 км ниже нормальной глубины.

В крупном надвиге, естественно, слои мантии окажутся перемещены вверх — в надвинутом и вниз — в опущенном блоке (см. рис. 1). Может быть, астеносферный слой надвинутого блока как раз и фиксируется в аномальном понижении скоростей, отмеченном непосредственно под корой в Японо-Курильской области и в области Скалистых гор Северной Америки (Саваренский, 1966; Федотов, Тараканов, 1964).

На рис. 4 показана реставрация палеозойских материков Гондваны (южные континенты и Индия) и Лавразии (Северная Америка и большая часть Евразии) по геологическим и палеомагнитным данным (Кропоткин, 1964). Перемещение «реперных участков», произошедшее в течение мезозоя и кайнозоя, показано пунктирными линиями со стрелками (знак № 18). Эти линии соответствуют на сфере кратчайшему пути между крайними точками, т. е. проводились по дугам больших кругов.

Их искривленный вид объясняется исключительно особенностями картографической проекции (той же, что и на рис. 3). На рис. 4 видно, что как в Гондванской, так и в Лавразиатской областях «расползание» в общем имело довольно правильный характер. Соседние стрелки более или менее параллельны друг другу; они направлены навстречу друг другу в зоне смятия, возникшей на месте исчезнувшего океана Тетис.

Такие особенности поверхностной деформации указывают на то, что с глубиной деформация действительно должна быть более однородной. Принимая принцип приблизительного постоянства объемов и реконструкцию, соответствующую требованиям палеомагнетизма, мы неизбежно приходим к той схеме перемещения слоев верхней мантии по вертикали, которая изображена на рис. 5. Она обнаруживает явное сходство с фактическим расположением поверхности слоя пониженных скоростей на различной глубине.

Слой пониженных скоростей, который имеет вязкость в тысячи раз меньше, чем слои, расположенные выше и ниже него (см. рис. 1), и характеризуется пониженной плотностью, можно до некоторой степени

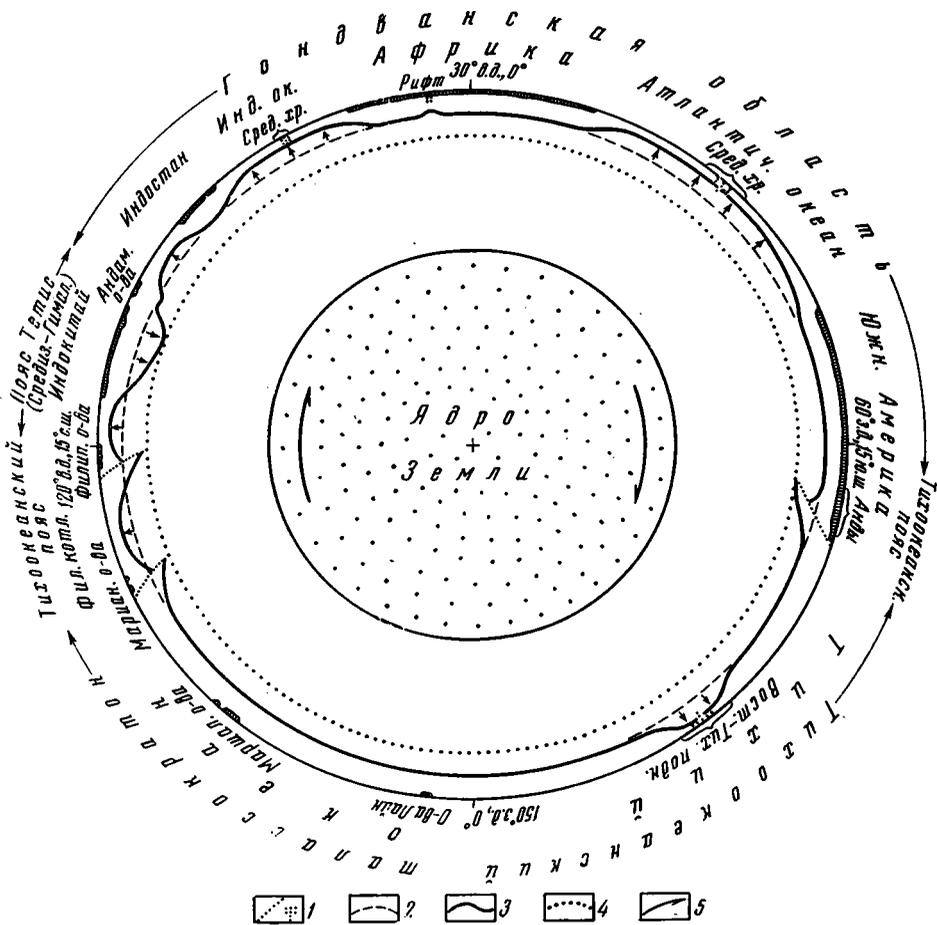


Рис. 5. Схема глубинных деформаций, соответствующих перемещению материковых глыб в течение мезозоя и кайнозоя. Поперечное сечение земного шара под углом 15° к экватору; вид с севера

1 — глубинные разломы (надвиги, рифты), 2 — первоначальный (в конце палеозоя) уровень слоя, лежавшего на глубине 400 км, 3 — современное положение того же слоя (согласно принципу приблизительного постоянства объемов), 4 — уровень 800 км, 5 — вращение ядра земли (20 км в год), установленное по дрейфу магнитного поля.

Подписи: Фил. котл.— Филиппинская котловина, Андам. о-ва — Андаманские острова, Сред. хр.— Срединный океанический хребет, Вост.-Тих. подн.— Восточно-Тихоокеанское поднятие

сравнить с чрезвычайно мощным (около 200 км) слоем каменной соли, залегающим между толщами осадочных и изверженных пород. Правда, различие между солью и другими породами гораздо больше (разность плотностей 0,2 и выше, различие в вязкости на 5—6 порядков), но такая аналогия все же делает более наглядным анализ деформаций верхней мантии. Разница в скоростях продольных волн (7,9 км/сек в астеносфере вместо 8,2 км/сек у подошвы коры) и поперечных волн (4,4 и 4,7 км/сек) вероятно соответствует понижению плотности в астеносфере на 0,06 г/см³ или несколько меньше.

Резкая механическая неоднородность верхней мантии накладывает жесткие ограничения на выбор геотектонических гипотез, пригодных для объяснения наблюдаемых деформаций. По-видимому, любой медленный процесс, связанный с контракцией, с прогрессирующим расширением Земли, или с гравитационной дифференциацией, создал бы автономные, почти не связанные друг с другом системы напряжений и деформаций выше и ниже пластичного слоя астеносферы. Тепловая конвекция распалась бы на отдельные обособленные ячейки. При прочих равных условиях она осуществлялась бы в астеносфере в тысячу раз быстрее, чем в слоях, расположенных выше и ниже ее.

Между тем фактически наблюдается совсем другая картина. Сейсмичные глубинные разломы или зоны скалывания пересекают астеносферу, почти не считаясь с ней, от поверхности до наибольших глубин. Эти зоны вокруг Тихого океана и в Индонезии представляют собой целостные динамические системы, в которых наклон поверхностей скалывания и ориентировка напряжений закономерно изменяются при переходе от неглубоких и средних землетрясений к глубокофокусным, происходящим на глубине 500—700 км. Закономерности взаимного расположения глубоких и мелких очагов, желобов на дне океана и зон изостатических аномалий имеют одинаковый характер во всех этих областях и в Средиземноморье (Артемьев, 1966). Так, если в небольшой части Тихоокеанского пояса вблизи Соломоновых и Ново-Гебридских островов обычное расположение желоба меняется на обратное, т. е. желоб и отрицательная изостатическая аномалия располагаются не у тихоокеанской, а у «материковой» стороны островной дуги, то и расположение глубокофокусных землетрясений изменяется на противоположное. Они проектируются здесь на тихоокеанскую сторону цепей островов.

Наличие строго взаимосвязанных, а не автономных движений и напряжений в частях сейсмической зоны, расположенных выше и ниже астеносферы, может соответствовать, по-видимому, только механизму надвига. При этом надвиг должен перемещаться со скоростью настолько большой, что связанные с ним скалывающие напряжения возрастают быстрее, чем происходит их релаксация в наименее вязком слое астеносферы. Время релаксации в нем может быть порядка 100 лет (Гутенберг, 1963).

О том же говорят особенности рельефа океанических желобов (см. профили в работе Кропоткина, Шахварстовой, 1965). Крутой склон желоба и островной дуги смыкается с внешним, более пологим, прогнутым под тяжестью надвига океаническим склоном желоба, в его наиболее глубокой части. В этой осевой зоне обычно наблюдается только узкая полоса, характеризующаяся плоским горизонтальным рельефом. Она сложена молодыми осадками, отложившимися на дне желоба. Иногда горизонтальной полоски даже нет и оба склона смыкаются под углом.

Такие соотношения показывают, что надвиг перемещается очень быстро в геологическом смысле. Он успевает перекрыть осадки, накапливающиеся во впадине, раньше чем образуется хотя бы небольшой по площади и мощности комплекс ненарушенных отложений. В этом смысле наблюдается большое сходство с перемещением так называемых послеэрозионных надвигов на суше — надвиговых чешуй, которые на-

ползают на совсем молодую, отпрепарированную эрозией, дневную поверхность. Послеэрозионные надвиги описаны, например, О. Амффером в Альпах и Н. П. Херасковым в Гиссарском хребте.

Из доказанного теперь глобального распространения слоя пониженных скоростей вытекает еще один вывод, который также приводит к концепции мобилизма.

Обычно слои на глубине 100—400 км рассматриваются, как источник выплавления базальтовой, андезитовой, а на начальных стадиях развития Земли — также и гранитной магмы, т. е. как источник материала, формирующего земную кору на материках и океанах (Белоусов, 1965; Кропоткин, 1953). Если это так, то казалось бы, при универсальном распространении такого слоя, за 4,5 млрд. лет повсюду должен был сформироваться слой гранитной и базальтовой коры приблизительно одинаковой толщины. Особенно мощную кору следовало бы ожидать там, где толщина астеносферы больше, т. е. в областях современных океанов.

Между тем дело обстоит как раз наоборот. Гранитная кора распространена только на 35—40% поверхности Земли, а на океанах даже базальтовая кора местами почти отсутствует. Так, например, в Тихом океане на огромных пространствах она не превышает по толщине 3—8 км, несмотря на обилие подводных каналов — глубинных разломов в его средней части и многочисленных вулканов центрального типа.

Бряд ли эту поразительную неоднородность можно рассматривать иначе, чем результат горизонтального перемещения материала. Дрейф материков, который, по А. Н. Храмову, происходил не только после пермского периода (как думал А. Вегенер), но и в середине палеозоя, а может быть и всегда одновременно со складчатостью, привел к сгуживанию, стяжению материала коры в одних местах, где образовались материки, и растяжению и удалению — в других. Очертания материков и океанических впадин медленно, но постоянно менялись как в результате добавления нового ювенильного материала, т. е. роста коры, так и благодаря перемещению материков с места на место на протяжении геологического времени (Краус, 1959).

III. МЕХАНИЗМ ДВИЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Связная картина движений земной коры, которая выясняется из сопоставления геологических, палеоклиматических, палеоботанических, палеомагнитных, сейсмологических и геотермических данных, позволяет ближе подойти к пониманию механизма тектонических процессов. Горизонтальные движения глыб земной коры играют в этих процессах важную роль. Для объяснения надвигов и складчатости «согласно огромному большинству тектонических гипотез, предполагается, что горизонтальное сжатие выражено в сокращении поверхности **сминаемого участка**» (Белоусов, 1954, стр. 374).

Здесь нет необходимости повторять критику крайних фиксистских концепций, связанных с отрицанием горизонтальных движений земной коры (Кропоткин, 1964₂). Эти теории постепенно утрачивают свое значение в мировой науке. Достаточно упомянуть, например, об эволюции взглядов Р. Ван Беммелена, который в последних своих работах принял концепцию мобилизма (Bemmelen, 1965).

Не обязательно связывать мобилизм с механизмом тепловой конвекции, который предполагается А. Холмсом, Э. Буллардом, М. Боттом и другими (Дрейф материков, 1966), или же с механизмом гравитационной дифференциации, т. е. с подкоровыми течениями, вызванными опусканием железа в направлении ядра Земли (С. Ранкорн) или погружением больших масс верхней мантии по мере удаления из нее более легких дериватов (Э. Краус). Такими дериватами считаются кислые и ан-

дезитовые магмы (Проблемы перемещения материков, 1963; Кропоткин, 1961₂; Kraus, 1959).

К выводу о горизонтальных движениях земной коры приводит также и пульсационная геотектоническая гипотеза, предложенная В. Бэчром, М. А. Усовым и В. А. Обручевым. Согласно этой гипотезе предполагается попеременное сжатие и расширение Земли и неравномерное распределение деформаций на ее поверхности (Обручев, 1940). Эффект сжатия локализуется главным образом в складчатых зонах, а растяжение — в грабенах и родственных им прогибах с разорванной или тонкой корой. Тем самым подразумевается горизонтальное перемещение промежуточных глыб земной коры от зон растяжения к зонам сжатия. Масштаб перемещения зависит только от принятого коэффициента сокращения поверхности Земли при образовании складок и надвигов.

Пульсационная гипотеза предполагает: 1) растяжение наиболее пластичных секторов земного шара в фазу, соответствующую увеличению радиуса Земли, 2) восстановление изостатического равновесия по мере подтока масс в эти секторы, 3) сжатие, связанное с «излишком площади» коры и мантии в фазу сокращения радиуса Земли. Как следствие сжатия — подъем нагретых масс в тех же наиболее пластичных областях и изгибание слоев коры и мантии. Общий результат таких повторяющихся циклов — выдавливание более легкого и более пластичного материала к поверхности Земли, т. е. нечто вроде «принудительной конвекции» (так как в больших объемах мантии наименее вязкими являются, в общем, наиболее нагретые слои).

Существуют факты, которые делают эту гипотезу правдоподобной. Это неравномерный ритм геотектонических движений (Umbgrove, 1947) и пульсационные, скачкообразные изменения скорости вращения Земли, доказанные по вариациям продолжительности суток. Они связаны с изменением момента инерции и радиуса Земли (до 10—12 см в отдельные годы; Парийский, 1945; Стойко, 1966). В качестве возможной причины вариаций указываются флуктуации основных характеристик гравитационного поля в ближайшей части космоса (так называемые ф-волны, по Р. Дике) или прохождение гравитационных волн, предсказанных в общей теории относительности (по П. Дираку; Вебер, 1962).

Сжатие (сплюснутость) Земли, как теперь выяснилось, не соответствует скорости ее вращения. Возможно, аномальное сжатие указывает на то, что в недавнее время (в четвертичном периоде) радиус Земли был меньше, а скорость вращения больше, чем сейчас.

Изменение скорости вращения Земли обнаруживает корреляцию с частотой землетрясений. То и другое, по Р. Дике, может иметь своей причиной указанные изменения радиуса Земли (Гравитация и относит., 1965). Модернизированный вариант пульсационной гипотезы обсуждается более подробно в других статьях (Кропоткин, Трапезников, 1963; Кропоткин, 1964₁).

Деформация, изображенная на рис. 5, несколько напоминает тектонику осадочных комплексов, залегающих на мощных толщах соли и гипса (например, в Прикаспийской низменности). Она больше всего похожа на результат обширнейших «протрузий», т. е. выдавливания снизу вверх наиболее нагретого и, соответственно, более пластичного материала мантии в областях Атлантического и Индийского океанов и глубоких окраинных морей. Кроме того намечается коробление, изгибание огромных по своей суммарной толщине слоев верхней мантии и коры в зонах сжатия, например по периферии Тихого океана, в Индокитае, Индонезии и Альпийско-Гималайском поясе.

Если подобный процесс выжимания протрузий действительно имел место, то над ними могли возникнуть положительные изостатические аномалии силы тяжести. Как показали Э. Орован (Symposium, 1965; Orowan, 1964) и Дж. Виртман (Weertman, 1962), при наличии небольших

по величине (несколько десятков миллигал), но очень обширных по площади изостатических аномалий возникают силы, достаточные для сдвигания материков в горизонтальном направлении и раздавливания слоев в складчатых поясах.

Некоторое подтверждение этой идеи можно видеть в расположении положительных и отрицательных аномалий в подвижных поясах (Артемьев, 1966). Рассмотрим области прогибания верхних слоев коры, связанного с растяжением на тыловой стороне складчатых дуг. Это, напри-

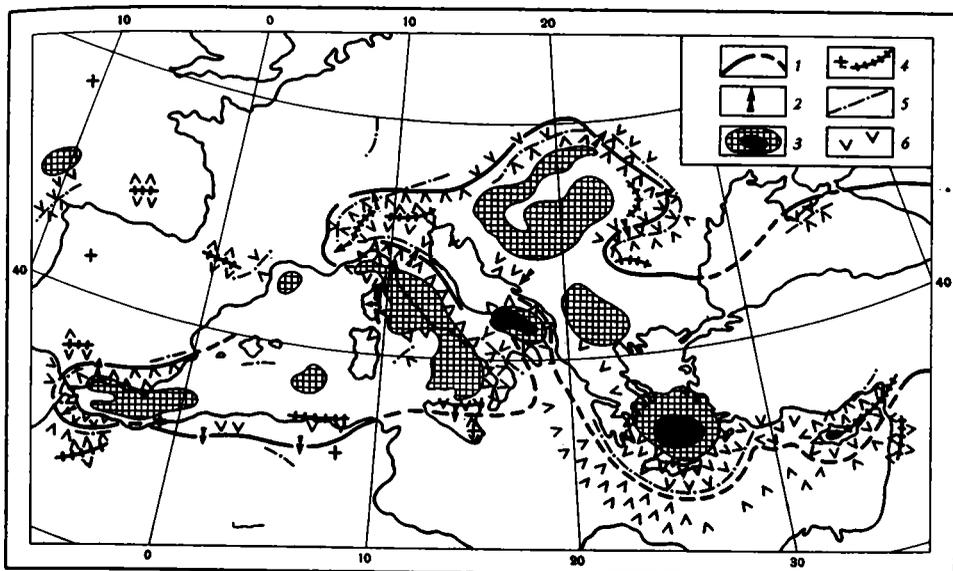


Рис. 6. Движение масс и нарушение изостатического равновесия в областях кайнозойской складчатости Европы

1 — границы альпийских складчатых зон, 2 — направление опрокидывания и перемещения складок, движения надвигов и шарьяжей (по А. А. Богданову и др.), 3 — максимумы изостатических аномалий, занимающие большую площадь в тылу складчатых дуг (черное — аномалии выше +100 мгал); 4 — небольшие максимумы и оси максимумов, 5 — оси минимумов изостатических аномалий, 6 — зоны с высоким градиентом изменения изостатических аномалий в горизонтальном направлении (0,75—3 мгал/км), острие стрелок указывает направление подкоровых компенсационных течений

мер, Венгерская низменность, Тирренская впадина, впадины южной части Эгейского и самой западной части Средиземного морей, Японского и Карибского морей и моря Банда в Индонезии (рис. 6). Они характеризуются резко выраженными положительными аномалиями в изостатической редуции (+50, +100 миллигал и выше). Стало быть, как это ни парадоксально на первый взгляд, кора здесь приподнята на 500—1000 м выше того уровня, который соответствует равновесию. Растяжение коры в области Венгерской низменности подтверждается уменьшением ее толщины до 23—26 км, удвоенной величиной теплового потока и очень высоким уровнем слоя повышенной электропроводности. Этот высокотемпературный слой начинается здесь с глубины 60—70 км вместо 300—500 км — той глубины, которая характерна для докембрийских и палеозойских платформ. Повышенный тепловой поток отмечается и в районе Японского моря.

На внешней, выпуклой стороне складчатых дуг, окаймляющих перечисленные впадины, например в Предкарпатском прогибе, на Ломбардской низменности и в Сицилии, в Критской впадине, у внешнего края Рифа (Марокко) и Бетийской кордильеры (южная Испания), в желобах периферии Тихого океана и перед фронтом Зондской и Антильской островных дуг, напротив, наблюдаются полосы крупнейших отрицательных изостатических аномалий.

Таким образом, надвигание складчатых дуг по глубинным разломам всегда происходит от положительных зон к зонам отрицательных аномалий, опущенным ниже положения изостатического равновесия. Такое же направление должны иметь компенсационные течения в астеносфере, обусловленные избытком давления под зонами положительных, и недостатком — под зонами отрицательных аномалий. Форма дуг, их продвижение от вогнутой к выпуклой стороне может быть комбинированным результатом нагнетания масс в тыловую зону, надвигания по глубинным разломам и увлечения поверхностных слоев изостатическими компенсационными течениями.

Широкие грабены Красного моря и Аденского залива, которые составляют продолжение рифтовой системы Срединно-океанических хребтов, также характеризуются положительными аномалиями (до +73 миллигал). Как и в предыдущих случаях, горизонтальное перемещение масс земной коры совпадает здесь с направлением компенсационных течений. По геофизическим данным предполагается внедрение вязкого материала верхней мантии в «щели» этих грабенов и рифтов.

Таким образом, именно механическая неоднородность и неустойчивость, связанная с различием в вязкости и плотности различных слоев мантии на различных ее площадях, может иметь важнейшее значение для расшифровки механизма движений земной коры.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- А р г а н Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.
- А р т е м ь е в М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. Изд-во «Наука», М., 1966.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е переработ. Госгеолиздат, 1962.
- Б е л о у с о в В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- В е б е р Дж. Общая теория относительности и гравитационные волны. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Гравитация и относительность. Под. ред. Х. Цзю, В. Гоффмана. Изд-во «Мир», 1965.
- С а ж и н а Н. Б., Г р у ш и н с к и й Н. П. Гравитационная разведка. Изд-во «Недра», 1966.
- Г у р а р и й Г. З., С о л о в ь е в а И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Тр. ГИН, вып. 98. Изд-во АН СССР, 1963.
- Г у т е н б е р г Б. Физика земных недр. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Дрейф континентов. Изд-во «Мир», 1966.
- И л ь и н А. В. Рифтовая система Земли. Земля и Вселенная. № 5. 1965.
- К р о п о т к и н П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- К р о п о т к и н П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. Сов. геология, № 5, 1961.
- К р о п о т к и н П. Н. «Неомобилизм» и региональная геотектоника. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- К р о п о т к и н П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. В сб. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- К р о п о т к и н П. Н. Критика некоторых тектонических теорий фиксизма. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1964.
- К р о п о т к и н П. Н. Некоторые общие вопросы тектоники, обсуждавшиеся на XXII сессии Международного геологического конгресса. Геотектоника. № 3, 1965.
- К р о п о т к и н П. Н., Т р а п е з н и к о в Ю. А. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1963.
- К р о п о т к и н П. Н., Ш а х в а р с т о в а К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН, вып. 134. Изд-во «Наука», 1965.
- Л ь у с т и х Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 38 (165), 1957.
- М а г н и ц к и й В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.

- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.
- Парийский Н. Н. Изменение длины суток и деформация Земли. Астроном. ж., т. 22, вып. 1, 1945.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
- Пучков В. Н. О проблеме перемещения континентов. Геотектоника, № 6, 1965.
- Проблемы палеоклиматологии. Ред. А. Э. М. Нэйри. Пер. с англ. Изд-во «Мир», 1967.
- Проблемы перемещения материков. Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН, вып. 80. Изд-во АН СССР, 1963.
- Саваренский Е. Ф. Изучение внешней оболочки Земли по объемным сейсмическим волнам. Изв. АН СССР. Физика земли, № 3, 1966.
- Федотов С. А., Матвеева Н. Н., Тараканов В. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 8, 1964.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). Изв. АН СССР. Физика земли, № 1, 1967.
- Храмов А. Н., Родионов В. П., Комиссарова Р. А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. В кн. «Настоящее и прошлое магнитного поля Земли». Изд-во «Наука», 1965.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.
- Штауб Р. Механизм движений земной коры. ГОНТИ, 1938.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Штилле Г. Избранные труды. Перевод с нем. Изд-во «Мир», 1964.
- Aki K., Press F. Upper mantle structure under oceans and continents from Rayleigh waves. Geophys. J. v. 5, № 4, 1961.
- Andel T. H. van, Bowen V. T., Sachs P. L., Siever R. Morphology and sediments of a portion of the Mid—Atlantic Ridge. Science, v. 148, № 3674, p. 1214—16, 1965.
- Bemmelen R. W. van. Megaundations as cause of continental drift. Geologie en Mijnbouw, v. 44, № 9, 1965.
- Beurlen L. Die paläogeographische Entwicklung des Süd-atlantischen Ozeans. Nova Acta Leopoldina (Abh. Deutsch. Akad. Naturforscher), neue Folge, Bd. 24, № 154, 1962.
- Inoue E. Land deformation in Japan. Bull. Geogr. Surv. Inst., v. 6, pt. 2—3, 1960.
- Kober L. Tektonische Geologie. Verl. Bornstraeger, Berlin, 1942.
- Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Akademie—Verlag, Berlin, 1959.
- Langseth M., Le Pichon X., Ewing M. Heat flow through the Atlantic ocean floor and convection currents. J. Geophys. Res., v. 71, № 20, 1966.
- Menard H. W. Sea floor relief and mantle convection. Phys. and Chem. Earth, v. 6, 1965.
- Owens E. Continental drift and the origin of mountains. Science, v. 146, № 3647, 1964.
- Saito T., Ewing M., Burckle L. H. Tertiary sediment from the Mid—Atlantic Ridge. Science, v. 151, № 3714, 1966.
- Schilling R. D. Continental drift and oceanic heat flow. Nature, v. 210, № 5040, 1966.
- Stoneley R. The Niger delta region in the light of the theory of continental drift. Geol. Mag., v. 103, № 5, 1966.
- Stoyko A., Stoyko N. Temps atomique et temps rotationnel (10 années de comparaison). Ann. franc. chronom., № 4, p. 1—8, 1964.
- Stoyko A., Stoyko N. Détermination du mouvement de l'écorce terrestre d'après les observations astronomiques. Annal. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, t. III, № 90, pp. 379—384, 1966.
- Symposium on continental drift. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, v. 258, 1965.
- Umbgrove J. H. F. The pulse of the Earth. 2nd ed. Hague, 1947.
- Weertman J. Mechanism for continental drift. J. Geophys. Res., v. 67, № 3, 1962.
- Wilson J. T. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. Nature, 197, № 4867, 1963.
- Wilson J. T. Hypothesis of Earth's behaviour. Nature, v. 198, № 4884, 1963.

MECHANISM OF THE EARTH'S CRUST MOVEMENT

Palaeomagnetic data, geological similarity of parts of Gondwanaland, highly accurate coincidence between the continental slope outlines along the opposite shores of the Atlantic and Indian oceans, and other evidence permit the theory of the drifting continents to be regarded as mostly substantiated among the geotectonic theories. The drift takes place not according to A. Wegener's suggestions, i. e. not by floating of continental blocks on a motionless subcrustal layer. In fact, the continents, along with the adjacent areas of the ocean floor, move from zones of tension (rift systems of mid-ocean ridges and grabens of East Africa, Gulf of Aden, et al.) to zones of compression generally confined to the Alpine-Himalayan and Pacific mobile belts. A reduction of the area of these belts takes place during the folding and overlapping of the Pacific floor margin by deep-seated overthrusts.

Lateral displacement of blocks of the Earth's crust is facilitated considerably by the existence of the asthenosphere, the layer of a low seismic velocity. At depths of 100—300 km, the viscosity of this layer is by 10^3 — 10^6 lower than that of the Earth's crust and deeper portions of the mantle. The asthenosphere's deformations, seemed to be related to changes of the Earth's radius (according to V. A. Obrychev's pulsation theory), create inequality of hydrostatic pressure sufficient to displace laterally upper layers of the asthenosphere and blocks of the Earth's crust. This pressure inequality is confirmed by isostatic gravity anomalies. In areas of young folded and island arcs, and grabens of the Red Sea and Gulf of Aden, the displacement of blocks of the Earth's crust is directed identically to the flow of the subcrustal compensation currents necessary to restore isostasy.

Geological Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24+550.312

М. Е. АРТЕМЬЕВ, Е. В. АРТЮШКОВ**ИЗОСТАЗИЯ И ТЕКТОНИКА****ВВЕДЕНИЕ**

В настоящее время можно считать окончательно установленным, что земной шар находится в состоянии, весьма близком к состоянию гидростатического равновесия. Другими словами, форма Земли практически совпадает с той, которую она имела бы, если бы состояла из концентрических слоев, однородных в направлении, перпендикулярном ее радиусу.

В то же время на поверхности Земли условие однородности резко нарушено. Однако эти нарушения, проявляющиеся прежде всего в разнообразных условиях рельефа Земли, оказываются в значительной степени скомпенсированными соответствующими им плотностными неоднородностями противоположного знака, располагающимися на сравнительно небольших глубинах. Эта компенсация называется изостатической. Она приводит к тому, что уже на глубинах около 100 км практически повсеместно достигается равенство давления, независимо от того, какие участки рельефа располагаются на поверхности Земли, т. е. устанавливается гидростатическое равновесие.

Близость земного шара к состоянию изостатического равновесия доказывается в настоящее время многими фактами, в первую очередь изучением гравитационного поля Земли и строения ее недр методами ГСЗ и сейсмологии. Плотностные неоднородности земной коры выражаются как многообразием форм рельефа ее поверхности, так и наличием в ней пород различной плотности. Компенсация этих неоднородностей осуществляется главным образом за счет изменения положения нижней границы коры — раздела Мохоровичича. В настоящее время можно считать установленным, что изостатическое равновесие осуществляется в значительной степени благодаря наличию слоя пониженной вязкости в верхней мантии Земли, расположенного на глубине около 100 км, т. е. несколько глубже раздела Мохоровичича. Этот слой, называемый обычно астеносферой, будет подробнее рассмотрен ниже. Таким образом, компенсация неоднородностей, заключенных в земной коре, может осуществляться не только путем изменения положения ее нижней границы, но и вследствие изменения плотности верхов мантии, заключенных между нижней границей коры и кровлей астеносферы.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОСТАЗИИ

Для изучения изостатического равновесия земного шара может быть использовано несколько методов.

Первым и классическим методом изучения изостази является вычисление изостатических аномалий силы тяжести. Изостатические аномалии силы тяжести представляют собой отличие измеренного значения силы тяжести в той или иной точке поверхности Земли от его теоретического

значения в той же точке, вычисленного в предположении о полной изостатической компенсации рельефа земной поверхности. Изучение изостатических аномалий показало, что при общей близости к изостатическому равновесию наблюдается целый ряд значительных нарушений равновесия, имеющих достаточно упорядоченный характер и закономерны связанных со своеобразием тектонических условий в различных районах земного шара (Артемьев, 1966).

При вычислении изостатических аномалий появляются неизбежные ошибки, обусловленные неполнотой наших данных о Земле. Так, в обычно используемых схемах вычислений предполагается, что земная кора однослойна и характеризуется некоторой средней плотностью. Постоянная плотность предполагается и для подкорового слоя. Все это может привести к появлению аномалий, не связанных с нарушениями равновесия, однако часто эти аномалии удается учесть. В общем случае наличие отрицательных изостатических аномалий свидетельствует о дефекте масс. Если в первом приближении считать, что компенсация осуществляется за счет изменения мощности коры, то отрицательные аномалии свидетельствуют, что ее мощность больше, чем требуется для осуществления изостатического равновесия при данной высоте рельефа. В случае положительных аномалий можно предполагать сокращение мощности коры против нормальной при данной высоте рельефа.

Определенное суждение об изостатическом состоянии отдельных участков земной поверхности можно получить и на основании данных об аномалиях силы тяжести, вычисленных в редукциях Фая и Буге. Осредненные по различным площадям (в зависимости от конкретных условий рельефа) аномалии Фая могут рассматриваться в качестве суррогата изостатических (Люстих, 1957; Артемьев, 1965). Некоторое представление о характере изостатического состояния может дать также использование графиков зависимости аномалий Буге от высот точек наблюдений. Подобные зависимости устанавливались многими исследователями (Андреев, 1958; Деменницкая, 1961; Гурарий и Соловьева, 1963). В первом приближении можно считать, что среднее значение аномалии Буге, соответствующее определенной высоте рельефа, является тем значением аномалии, которое должно быть при данных высотах рельефа в случае изостатического равновесия. Отклонения значений аномалий Буге от среднего значения при соответствующих высотах свидетельствует о нарушении изостатического равновесия. Примером подобного использования данных об аномалиях Буге может служить одна из работ М. В. Гзовского (1963).

Следующий способ изучения изостазии заключается в вычислении давления на глубине поверхности компенсации. Примерами подобных исследований могут явиться работы Ю. А. Юрова (1963) и А. Г. Гайнанова и С. А. Ушакова (1964). Однако и этот способ не свободен от ошибок, связанных с недостатком данных о строении недр Земли. Для подобных вычислений необходимо хорошо знать распределение плотностей до глубины около 100 км. Обычно значения плотности определяются на основании корреляционной зависимости между скоростями сейсмических волн и плотностью, но зависимость эта не очень тесная. Кроме того, пока еще мало сейсмических исследований для того, чтобы охарактеризовать изостатическое состояние более или менее значительных регионов земного шара. Тем не менее результаты первых исследований такого рода хорошо согласуются с результатами изучения гравитационного поля Земли. Кроме того, они позволяют оценить, какие отклонения от гидростатического давления можно ожидать на глубинах, близких к глубине компенсации, при известных нарушениях изостатического равновесия. Так, крупнейшие из известных нарушений изостазии приведут на глубине 60 км к относительному изменению давления всего на 4%. Но нарушения изостазии, которые уже могут привести к соответствующим

щим движениям для их восстановления, вызывают изменение давления только на 0,1%.

Сами эти цифры показывают, как велика роль изостатических сил в жизни Земли. В недрах Земли происходят мощные процессы, но проявления их воздействия лимитируются изостатическими силами, которые в значительной степени определяют внешний облик Земли.

Для того чтобы глубже понять роль изостатических сил в жизни Земли, нужно составить хотя бы общее представление о том, где и как осуществляется изостазия.

УРАВНЕНИЕ ИЗОСТАТИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ВЯЗКОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Для изучения изостатических движений необходимо отделить их каким-то образом от тектонических. Кроме того, чтобы выводы из такого изучения были надежными, нужно чтобы изостатические движения были достаточно интенсивными и было известно их развитие во времени.

Можно предполагать, что сильные изостатические движения происходят в орогенных областях, однако выявить их там надежно на фоне интенсивных тектонических движений, а тем более изучить развитие этих движений во времени крайне трудно.

В тектонически спокойных областях земная кора практически полностью уравновешена изостатически. Денудационные процессы здесь крайне медленны, и связанные с ними изостатические движения также очень трудно выделить на фоне движений тектонических, вызванных эндогенными факторами.

Для изучения развития изостатических движений можно было бы поставить следующий эксперимент: приложить к земной коре (или снять с нее) определенную нагрузку и следить за тем, как будут развиваться изостатические движения.

К счастью для изучающих изостазию, имеются возможности наблюдать последствие подобных гигантских экспериментов, выполненных самой природой.

В четвертичный период в ряде областей Земли существовали крупные ледяные щиты. Образование или таяние ледников площадью в несколько миллионов квадратных километров происходило очень быстро — за время порядка 10^4 лет. При столь большой скорости изменения нагрузки возможны существенные нарушения изостатического равновесия коры, сопровождающиеся ее быстрыми движениями. Эти движения во многих случаях можно отделить от тектонических¹.

Послеледниковые депрессии глубиной в несколько сотен метров остались на месте таяния всех крупных ледников последнего, валдайского (вюрмского) оледенения — в Фенноскандии и Канаде, на Аляске, Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа и Новой Земле. По ряду характерных признаков они безусловно могут быть определены как изостатические (Gutenberg, 1941; Артюшков, 1966).

После таяния ледников эти области испытали исключительно быстрое поднятие. Лучше всего данное явление изучено в районе Фенноскандии, где хорошо известно развитие поднятия как во времени, так и в пространстве (Sauramo, 1958), причем изостатическое движение заведомо преобладало над тектоническими движениями иного происхождения. Изучение этих движений позволяет ответить на следующие основные вопросы (Артюшков, 1966, 1967): а) как развиваются во времени изостатические движения при изменении поверхностной нагрузки; б) с ка-

¹ Скорость тектонических движений в платформенных областях составляет обычно от нескольких миллиметров до сантиметра в год (Мещеряков, Синягина, 1961).

кой степенью точности устанавливается изостатическое равновесие; в) каков характер изменения вязкости верхней мантии с глубиной.

Попытки ответить на первый и третий из этих вопросов делались неоднократно. Однако при этом процесс поднятия Фенноскандии крайне схематизировался, и поэтому исследователям не удалось получить определенных результатов. Большинство из них пришло к выводу о постоянстве вязкости верхней мантии вплоть до глубины 1000 км и оценило ее величину в $3 \cdot 10^{22}$ нз (Haskell, 1935; 1936; Vening Meinesz, 1937; Niskanen, 1939; Gutenberg, 1941).

Определим, какую информацию о реологических свойствах Земли можно получить с помощью данных по поднятию Фенноскандии. Для этого рассмотрим сначала малые колебания свободной верхней границы слоя вязкой жидкости толщиной H , ограниченного снизу жесткой стенкой. Пусть характерный горизонтальный размер возмущения (т. е. отклонения от горизонтальной плоскости) есть L . Тогда характерное время выравнивания этого возмущения T по порядку величины определяется следующими соотношениями:

$$T = \frac{\eta}{\rho g L}, \text{ если } L \lesssim H \quad (1)$$

$$T \sim \frac{\eta}{\rho g H} \frac{L^2}{H^2}, \text{ если } L \gg H, \quad (2)$$

где η — вязкость жидкости, ρ — ее плотность, $g = 980$ см/сек² — ускорение свободного падения. Предположим, что мы создали на поверхности жидкости возмущение сложной формы общего размера L' , но сильно неоднородное на малых расстояниях $l \ll L'$. Тогда, согласно (1), при $L' \lesssim H$ мелкие неоднородности разглаживаются значительно медленнее, чем основная депрессия, после того, как профиль последней уже выровнялся. Напротив, при $L' \gg H$ (но $l \gtrsim H$), как видно из (2), мелкие неровности выравниваются гораздо скорее, чем основная депрессия. Аналогично при $L' \gg H$ мелкомасштабные нагрузки на поверхности жидкости гидростатически компенсируются быстрее, чем крупномасштабные, а при $L' \lesssim H$ имеет место обратная ситуация.

Рассмотрим с этой точки зрения поднятие Фенноскандии. Сразу же после исчезновения ледника (около 9000 лет назад) профиль депрессии был очень неровным. Затем сравнительно мелкие неровности размером $\sim 10^2$ км быстро выровнялись. Например, глубокий прогиб в центре Фенноскандии выровнялся за время не более 700 лет со средней скоростью 13 см/год. В то же время общее поднятие области шириной более 1000 км заняло примерно 10^4 лет.

Далее, движения коры во время отступления ледника демонстрируют ее быструю реакцию на сравнительно небольшие по площади изменения ледниковой нагрузки. Так, после отступления ледника в Норвегии на расстояние 50—100 км освободившаяся территория примерно за 2000 лет поднялась на 100—150 м. Поднятие же за последующие 11000 лет составило лишь 50—100 м. Ярким примером приспособления коры к ледниковой нагрузке являются так называемые шарнирные линии, вдоль которых резко менялся угол наклона депрессии (Saugamo, 1955). Они располагаются в районах, где происходили длительные остановки ледника, и отклоняются от бывшего положения края ледника обычно не более, чем на 100 км.

Наконец, следует отметить сильную неравномерность поднятия как в пространстве, так и во времени. Общее движение имеет мозаичный характер и представляет собой чередование поднятий и опусканий отдельных блоков размером порядка 10^2 км. Поэтому скорость движения в отдельные моменты оказывалась исключительно высокой. Так, для района горы Лаухавуори в Финляндии в эпоху моря Echineis эта величина

достигала 40 см/год при средней скорости порядка 10 см/год. Современное движение (Käägiäinen, 1953) также является существенно более сложным, чем усредненное за последние тысячелетия.

Итак, для послеледникового поднятия Фенноскандии характерна значительно большая скорость развития мелкомасштабных изостатических движений по сравнению с крупномасштабными. Отсюда следует, что вязкость мантии в сравнительно тонком слое вблизи поверхности Земли резко понижается по сравнению с более глубокими слоями. Неоднородность коры не позволяет определить точное расположение этого слоя пониженной вязкости. Более подробный анализ показывает, что наиболее вероятная глубина его кровли порядка 50—80 км, а подошвы — порядка 200 км. Таким образом, по своему расположению этот слой близок, а возможно и совпадает, с волноводом. Слой пониженной вязкости в верхней мантии обычно называют астеносферой.

Выше астеносферы расположен значительно более вязкий слой, включающий кору и, возможно, некоторую часть верхней мантии. Мы будем называть его литосферой.

Подробное рассмотрение развития поднятия Фенноскандии во времени и пространстве показывает, что изостатические движения крупных областей с хорошей точностью осуществляются только за счет течений в астеносфере. Их можно описать с помощью следующего уравнения

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = C \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \left(\zeta + \frac{\sigma}{\rho g} \right), \quad (3)$$

где

$$C = \frac{\rho g H^3}{12 \eta_0}.$$

Здесь x , y — прямоугольные координаты на поверхности Земли, ζ — ее отклонение от изостатически равновесного уровня, а t — время. Остальные обозначения следующие: ρ — плотность вещества астеносферы, η_0 — ее средняя вязкость, H — толщина астеносферы, σ — нагрузка на поверхность Земли. В частном случае, когда движение отсутствует ($\frac{d}{dt} \equiv 0$), из (3) следует

$$\zeta = - \frac{\sigma}{\rho g}, \quad (4)$$

т. е. осуществляется обычное изостатическое (гидростатическое) равновесие коры, «плавающей» на мантии.

Для района Фенноскандии величина C оказывается порядка $5 \cdot 10^3$ см²/сек. Отсюда при $\rho \approx 3,4$, $g = 10^8$ см/сек², $H = 120$ км находим, что средняя вязкость астеносферы $\eta_0 \sim 10^{20}$ пз. Точность уравнения (3) находится на уровне нескольких десятков процентов и ограничена точностью геологических данных по поднятию Фенноскандии¹. Если допустить возможность, что несколько процентов процентов обусловлены течением верхней мантии под астеносферой (это достаточно вероятно), то вязкость этой части мантии может быть оценена в $\eta \gtrsim 10^{23}$ пз.

Из рассмотрения поднятия Фенноскандии следует также, что в пределах указанной точности вязкость астеносферы постоянна в горизонтальном направлении и не зависит от касательных напряжений, по крайней мере если их уровень не превышает нескольких десятков килограммов на квадратный сантиметр.

Уравнение (3) описывает с достаточной точностью изостатические движения в районе Фенноскандии. Данные по послеледниковым поднятиям других областей — Канады, Аляски, Шпицбергена, Новой Земли,

¹ Развитие поднятия Фенноскандии известно с большой точностью. Однако нельзя точно определить отклонение современной депрессии от изостатически равновесного уровня. Неизвестны также голоценовые движения за пределами Фенноскандии.

Земли Франца-Иосифа (Krittenden, 1963; Innes and Weston, 1966), а также данные по поднятию древнего озера Бонневилл в Скалистых горах (Krittenden, 1963) показывают, что и в этих районах имели место те же закономерности движений, что и в Фенноскандии.

Например, в Канаде можно наблюдать области резкого изменения угла наклона депрессии, аналогичные шарнирным линиям в Фенноскандии, а скорость подъема областей, освободившихся от нагрузки, быстро увеличивается с уменьшением их размера. Это означает, что во всех этих районах восстановление изостазии происходит за счет перетекания вещества мантии по астеносфере. Поскольку этот слой можно, по-видимому, отождествить с волноводом, имеющим глобальное распространение, то крупномасштабные изостатические движения всех областей Земли (возможно, лишь за малыми исключениями) должны описываться уравнением типа (3):

Следует отметить, что константа C , входящая в это уравнение, может меняться в связи с локальными изменениями состава и температуры верхней мантии. Однако для платформенных областей эти изменения, по-видимому, невелики. Отсутствие надежных данных по развитию во времени изостатических движений не позволяет с достаточной точностью определить эту величину и вязкость астеносферы в других областях. Однако самые завышенные оценки вязкости астеносферы не дают для величины η_0 значений больше 10^{21} лз. Наиболее вероятно, что величина η_0 в платформенных областях отклоняется от значения 10^{20} лз не более чем в несколько раз.

В районах, где тектоническая активность повышена, можно ожидать большего разогрева недр. В пользу этого свидетельствуют как проявления вулканической активности, так и повышенные значения тепловых потоков. В связи с этим вязкость астеносферы может быть там существенно понижена. Однако точная оценка этого эффекта пока не представляется возможной.

Расположенные выше астеносферы участки мантии Земли и земную кору — литосферу — можно рассматривать как внешнюю оболочку мощности δ . Вязкость литосферы значительно больше вязкости астеносферы, а мощность ее мала по сравнению с радиусом Земли R . Поэтому нескомпенсированная поверхностная нагрузка σ на единицу площади, сосредоточенная в области характерного размера $L \gg \delta$, приводит к появлению в литосфере напряжений порядка $\frac{\kappa}{2\delta}\sigma \gg 30\sigma$.

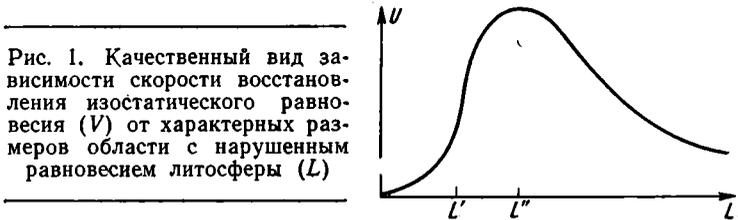
Предел прочности литосферы, по-видимому, находится на уровне 10^3 кг/см². Более того, сравнительно быстрые деформации типа ползучести должны возникать в ней уже при напряжениях в несколько сотен килограммов на квадратный сантиметр. В результате она не может выдерживать длительную нагрузку, превышающую по порядку 10 кг/см², если нагрузка сосредоточена в области радиусом в несколько сотен километров, и более. Этот уровень напряжений соответствует нескольким миллигалам и мал по сравнению с реально существующими изостатическими аномалиями (Артемьев, 1966).

Нагрузка, приложенная к поверхности литосферы в области размером меньше или порядка ее толщины, изменяет главным образом напряженное состояние литосферы и слабо влияет на астеносферу. В результате мелкомасштабные изостатические движения происходят в основном за счет «течений» в литосфере. Последняя является значительно более вязкой, чем астеносфера. Поэтому мелкомасштабные изостатические движения развиваются крайне медленно, и неровности рельефа размером в десятки километров и менее обычно изостатически не компенсируются (Люстих, 1957).

Если бы литосфера была идеально однородной, то ее влияние на изостатические движения перестало бы сказываться для возмущений:

размером больше или порядка нескольких сотен километров. Однако в действительности литосфера разбита большим числом разломов, вдоль которых возможно сравнительно свободное перемещение ее отдельных блоков. Поэтому средний размер области, которая может находиться в состоянии, достаточно близком к изостатическому равновесию, оказывается несколько меньшим. Для района Фенноскандии в среднем он примерно равен сотне километров, а для района древнего озера Бонневилл оказывается раза в два меньше. Последнее обстоятельство, возможно, связано со сравнительно малой толщиной литосферы в районе Скалистых гор (Pakiser, 1963), а также с большей раздробленностью литосферы в этом районе.

Таким образом, качественно зависимость скорости изостатических движений V от характерного размера области некомпенсированной нагрузки L можно представить в следующем виде (рис. 1). При измене-



нии L от 0 до 50—100 км скорость движения чрезвычайно мала и растет с увеличением L . При $L \sim L'$, когда перестает существенно сказываться влияние коры, изостатические движения резко ускоряются. Величина L' для различных районов Земли переменна, но в среднем составляет, по-видимому, около сотни километров. Наибольшей скорости изостатические движения достигают, когда размер некомпенсированной области близок к глубине подошвы астеносферы, при $L'' \approx 200—300$ км. При больших значениях L скорость v с увеличением L падает примерно как $1/L^2$. В этой области значений $L \gg L''$ изостатические движения описываются уравнением (3).

На основании приведенных выше соотношений можно попытаться проанализировать некоторые из наблюдаемых на земном шаре нарушений изостатического равновесия, выражающихся в изостатических аномалиях силы тяжести. Изучение этих аномалий позволило наметить некоторые интересные связи между нарушениями изостазии и различными проявлениями тектонической активности (Артемьев, 1966). Прежде всего следует отметить, что районы, отличающиеся по своему тектоническому положению и, очевидно, по характеру происходящих в недрах процессов, отчетливо различаются по своему изостатическому состоянию. Кроме того, можно считать установленным, что чем активнее идет тектонический процесс, тем сильнее нарушения изостатического равновесия.

Объем журнальной статьи не позволяет с одинаковой полнотой рассмотреть все наблюдаемые соотношения между изостатическими аномалиями и проявлениями тектонической активности. Поэтому остановимся только на возможном объяснении некоторых аномалий в различных тектонических зонах.

ИЗОСТАЗИЯ И ТЕКТНИКА АЛЬПИЙСКИХ ПЛАТФОРМ

Для территорий, расположенных вне альпийских геосинклинальных зон и областей тектонической активизации, которые можно объединить под общим названием альпийские платформы, характерен сравнительно

низкий уровень тектонической активности. Наблюдаемые там изостатические аномалии отличаются слабой интенсивностью, не превосходя обычно значений ± 50 мгл. Характерной особенностью является приуроченность положительных аномалий к районам современных и новейших поднятий, а отрицательных — к районам развития нисходящих движений. При вычислении изостатических аномалий обычно не учитывают влияния плотностных неоднородностей в толще коры и соответствующих им компенсационных масс, вследствие этого определенная часть наблюдаемых аномалий, особенно над впадинами, заполненными крупными толщами относительно малоплотных осадков, может быть связана с учетом этих неоднородностей. Так, если осадки мощностью 2 км, имеющие плотность на $0,5$ г/см³ меньшую средней плотности коры, заполняют изометричную впадину поперечником около 100 км, то даже при ее полной изостатической уравновешенности мы получим отрицательную аномалию в 20 мгл. При поперечнике впадины 200 км получается отрицательная аномалия около 10 мгл. Над поднятиями, средняя плотность пород которых вряд ли превосходит среднюю плотность коры, этот эффект уже не может иметь существенного значения. Таким образом, можно с достаточными основаниями утверждать, что в районах развития поднятий на территориях альпийских платформ тектонические движения приводят к нарушениям изостатического равновесия, действуя против направления действия изостатических сил.

Менее ясен вопрос о роли тектонических и изостатических сил в районах преобладающих опусканий. Учитывая, что существенная часть наблюдаемых там изостатических аномалий силы тяжести обусловлена малой плотностью осадков, заполняющих впадины, можно считать, что области опусканий ближе к состоянию изостатического равновесия, чем области поднятий.

Можно высказать две крайние точки зрения на роль тектонических и изостатических сил в процессе развития опусканий на территориях платформ. Во-первых, можно предположить, что опускания целиком вызываются изостатическими силами. Действительно еще А. Борн (Born, 1923) показал, что в результате заполнения осадками впадина, имеющая первоначальную глубину 1300 м, может прогнуться на глубину до 8000 м. Во-вторых, можно считать, что опускание целиком определяется действием тектонических сил. О происходящих при этом процессах (оставляя в стороне их причины) можно предположить следующее.

1. Происходит отток глубинного вещества из-под района образующейся впадины. В этом случае впадина (не заполненная осадками) будет характеризоваться сильным минимумом изостатических аномалий. Процесс осадконакопления будет компенсировать отток глубинного вещества и уменьшать нарушение равновесия земной коры.

2. Впадина может образоваться в результате уменьшения объема (уплотнения) некоторой толщи, расположенной выше астеносферы. Если этот процесс захватывает какой-то локальный объем, то может оказываться нарушенным изостатическое равновесие. Это нарушение будет усиливаться при заполнении первоначально образовавшейся впадины осадочными породами. Все это вызовет дополнительное опускание уже под действием изостатических сил. Практически к таким же результатам может привести утяжеление некоторого объема вещества, расположенного выше астеносферы, вследствие процессов типа метасоматоза. Вряд ли, однако, эти процессы могут иметь место в сколько-нибудь значительном масштабе в платформенных областях, так как в этом случае над районами опусканий следовало бы ожидать существования заметных положительных изостатических аномалий силы тяжести.

Можно дать два объяснения изостатическим аномалиям силы тяжести (освобожденным от влияния плотностных неоднородностей в земной коре), наблюдаемым в платформенных областях. Литосфера (земная кора

плюс часть мантии, расположенная выше астеносферы) неспособна, как указано выше, выдерживать некомпенсированную нагрузку $\sigma \geq 10 \text{ кг/см}^2$, сосредоточенную в области, размер которой превышает по порядку 100 км. Поэтому можно предположить две основные причины региональных аномалий над платформенными структурами, имеющими характерные размеры в несколько сот километров.

Во-первых, возможно смещение литосферы из равновесного положения под действием восходящих (поднимающих литосферу) или нисходящих (засасывающих ее) течений ниже литосферы. Во-вторых, аномалии, могут вызываться плотностными неоднородностями в мантии (Магницкий, 1960), расположенными ниже астеносферы. Существование таких неоднородностей в астеносфере маловероятно, поскольку вязкость ее мала, и восстановление гидростатического равновесия произойдет здесь за время порядка 10^3 — 10^5 лет. После этого аномалии на поверхности Земли будут резко ослаблены. Напротив, под астеносферой, где вязкость мантии больше или порядка 10^{23} лз, излишки или недостатки массы могут существовать очень долго — в течение времени большего или порядка 10^7 лет.

Есть все основания полагать, что движения земной поверхности, в том числе и современные, определяемые геодезическими методами, обусловлены соответствующими движениями в мантии Земли. Во многих случаях эти движения приводят к возникновению аномалий гравитационного поля. Как отмечалось выше, поднятия на платформах часто закономерно связаны с положительными, а опускания — с отрицательными изостатическими аномалиями. Скорость современных тектонических движений на платформах составляет обычно от нескольких миллиметров до сантиметра в год. Если бы знак современных движений не изменялся, то за время порядка 10^5 — 10^6 лет смещения коры измерялись бы километрами, на самом деле они составляют только первые сотни метров. Это может быть объяснено только тем, что при общем преобладании движений того или иного знака наблюдается достаточно частая смена знака движений на противоположный.

Можно предположить следующий механизм платформенных движений, отвечающий указанным особенностям (Артюшков, 1967). Предположим, например, что в мантии под астеносферой происходит поднятие блока шириной в несколько сотен километров. Вещество астеносферы при этом растекается вверх и в стороны, слегка приподнимая литосферу. Если мантия под астеносферой более плотная, то сила тяжести над блоком, в области поднятия литосферы, возрастает. При опускании блока под астеносферой будет наблюдаться обратная картина. (Возможные при этом процессы перестройки литосферы, в том числе земной коры, мы не рассматриваем, так как они не могут сильно изменить изостатические аномалии.)

Предположим теперь, что блок под астеносферой подымается с переменной скоростью, например, из-за неоднородности реологических свойств мантии¹. Величина поднятия литосферы определяется не смещением блока, а скоростью растекания над ним астеносферы, вязкие напряжения в которой и поддерживают литосферу. Скорость растекания астеносферы, в свою очередь, определяется скоростью поднятия блока. Поэтому при ускорении поднятия смещение литосферы от равновесного положения увеличится, а при замедлении — уменьшится. Таким образом, при прерывистом поднятии блока движение коры представит чередующиеся поднятия и опускания, гораздо более быстрые, чем движения, усредненные за большой период.

¹ Прерывистость характерна для большинства тектонических движений.

Следует отметить, что для поддержания платформенных движений амплитудой порядка 100 м в мантии должны существовать течения со скоростью по крайней мере порядка $10-10^2$ см/год, а смещение блоков под астеносферой достигать десятков километров. Аналогичным образом, большинству тектонических движений должны соответствовать гораздо более быстрые течения в мантии. Благодаря малой вязкости астеносферы сильные движения более глубоких слоев мантии особенно слабо сказываются на поверхности Земли.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ И ТЕКТОНИКИ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Интенсивные тектонические процессы происходят в настоящее время в областях, известных под названием областей тектонической активизации. Тектоническая активизация, как уже давно отмечали Е. В. Павловский, Ирдли, Дю Тойт, Кинг и В. В. Белоусов, охватила обширные районы Центральной Азии, восточную часть африканского континента и, вероятно, часть западных районов Северной Америки.

Есть основания полагать, что процессы тектонической активизации имеют существенные особенности в различных регионах или, по крайней мере, могут приводить к достаточно различным видимым проявлениям. Это может быть связано со своеобразием местных условий, в частности, с тем, что тектоническая активизация захватывает районы с существенно различной геологической предисторией. Вместе с тем, можно наметить некоторые общие особенности этих областей. Для них характерно развитие поднятий, охватывающих большие территории, причем часто эти поднятия трактуются как сводовые. Характерной особенностью является также развитие так называемой блоковой тектоники. На фоне общего поднятия наблюдаются относительные перемещения отдельных блоков земной коры, преимущественно по многочисленным имеющимся здесь разломам. В некоторых случаях разломы (и блоки) имеют достаточно мозаичный характер, в других — наблюдается определенная упорядоченность. Эта упорядоченность проявляется прежде всего в районах развития рифтовых впадин, являющихся наиболее яркой особенностью некоторых участков областей тектонической активизации. Свидетельством высокой тектонической активности этих районов является их сильная сейсмичность, причем в очагах землетрясений преобладают горизонтальные растягивающие напряжения (Балакина и др., 1967).

Кроме того, есть убедительные доказательства того, что в районах тектонической активизации уже на сравнительно небольших глубинах наблюдается аномально высокий разогрев вещества недр. В пользу этого свидетельствуют повышенные значения теплового потока (Любимова, 1966; Любимова, Шелягин, 1966) и результаты магнито-теллурических исследований (Косыгин и др., 1963).

Области тектонической активизации выделяются также некоторыми характерными особенностями поля изостатических аномалий силы тяжести. Несмотря на сравнимую с геосинклинальной степень тектонической активности, эти территории значительно ближе к состоянию изостатического равновесия. В целом они характеризуются достаточно слабыми отрицательными изостатическими аномалиями. Исключением являются рифтовые впадины, выделяющиеся интенсивными минимумами аномалий.

Существуют предположения, что аномалии рифтовых впадин не связаны с нарушениями изостатического равновесия. Одно из возможных объяснений предложено Венинг Мейнесом (Vening Meinesz, 1950), такой же точки зрения придерживаются и некоторые другие исследователи. Они предполагают, что образование рифтовых впадин связано с растя-

жением земной коры. В условиях этого растяжения образуются наклонные разрывы коры, по которым отдельные блоки опускаются вниз, образуя впадины, а другие поднимаются, образуя горстообразные поднятия так, чтобы прийти в состояние изостатического равновесия. При этом возникают крупные изостатические аномалии, которые можно рассматривать как фиктивные, так как они не связаны с нарушениями изостатического равновесия (рис. 2).

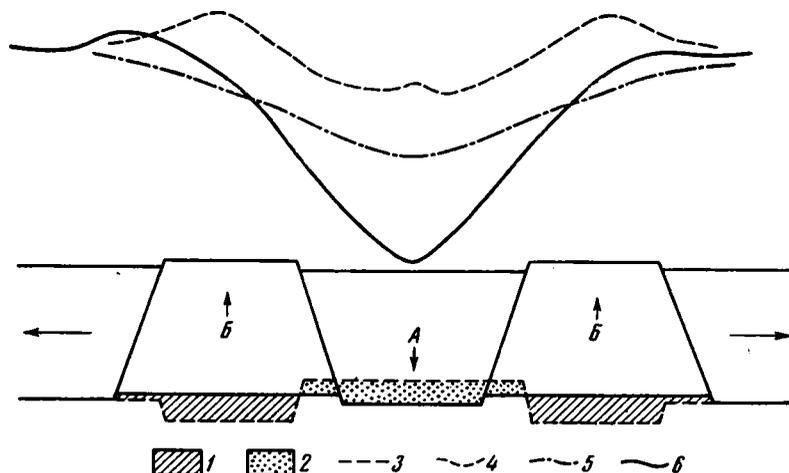


Рис. 2. Схема образования горстов и грабена в условиях растяжения коры по схеме Венинг Мейнеса

А — опускающийся блок, Б — поднимающиеся блоки. Фиктивные компенсационные массы: 1 — массы с положительной избыточной плотностью, 2 — массы с отрицательной избыточной плотностью, 3 — нижняя граница коры по принимаемой схеме изостатической компенсации, 4 — суммарный эффект положительных и отрицательных компенсационных масс (такую изостатическую аномалию следовало бы ожидать при образовании Байкальской впадины по схеме Венинг Мейнеса), 5 — гравитационное влияние компенсационных масс с отрицательной избыточной плотностью, 6 — изостатическая аномалия в районе Байкала

Другое предположение о природе этих аномалий высказал Ю. А. Зорин (1966). По его мнению, аномалии объясняются тем, что при вычислении изостатических редукций не учитывается аномально низкая плотность осадков, заполняющих рифтовые впадины, что даже в условиях их полной изостатической компенсации (осуществляемой путем соответствующего сокращения мощности земной коры) может привести к появлению крупных изостатических аномалий, связанных, однако, не с нарушением равновесия коры, а с учетом крупных плотностных неоднородностей в ее толще.

Очевидно, что в случае справедливости любого из этих предположений среднее значение аномалии в районе рифта должно быть равно нулю. На рис. 3 приведены графики вычисленных нами изостатических аномалий в районе Байкальской впадины. Аномалии осреднены по площадям $10 \times 15'$ и $1 \times 1^\circ$. Как видно по характеру аномального поля, в районе рифта наблюдается практически чистый минимум, и среднее значение аномалий не обращается в нуль. Расчеты показывают, что если принять приводимые Ю. А. Зориным данные о мощности осадков и учесть их гравитационный эффект, а также эффект их изостатической компенсации, то впадина все равно продолжает характеризоваться достаточно интенсивным минимумом, но с заметно меньшими горизонтальными градиентами аномалий. Таким образом, налицо действительное, а не кажущееся нарушение изостатического равновесия в районе Байкальского рифта. Есть все основания полагать, что изостатические ано-

малии силы тяжести в районе рифтовых зон Восточной Африки также свидетельствуют о действительном нарушении их изостатического равновесия.

Анализируя причины общего поднятия зон тектонической активизации в свете данных о наблюдаемых там аномалиях силы тяжести, раз-

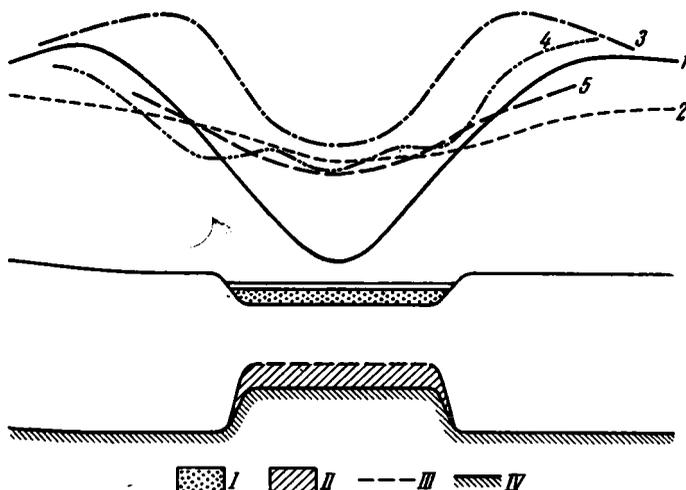


Рис. 3. Схема грабена в условиях растяжения коры с образованием «шейки»

I — осадки, заполняющие впадину, отличие плотности которых от средней плотности земной коры не учитывалось при вычислении изостатических аномалий, *II* — массы, компенсирующие отрицательную аномальную массу осадочной толщи, *III* — нижняя граница коры по схеме изостази при учете отрицательной аномальной массы осадков, *IV* — нижняя граница коры по схеме изостази при неучете отрицательной аномальной массы осадков. Эта же граница соответствует аномалии, получаемой при учете недостатка плотности осадков и соответствующей им компенсации. *1* — наблюдаемая изостатическая аномалия силы тяжести, *2* — аномалия, усредненная по площади $1 \times 1^\circ$, *3* — аномалия, обусловленная неучетом отличия плотности осадков от средней плотности земной коры и соответствующими компенсационными массами. Такая аномалия наблюдалась бы над Байкалом в случае справедливости представлений Ю. А. Зорина, *4* — аномалия, исправленная за влияние осадочной толщи и соответствующей компенсации, близкая к аномалии *3*, обусловленной отличием изостатически уравновешенной коры *III* от изостатически уравновешенной коры *IV*

личные исследователи (Магницкий, 1953; Люстих, 1957; Артемьев, 1966) пришли к согласному выводу, что поднятие в значительной степени обусловлено изостатическими силами, возникающими в результате разуплотнения вещества земных недр. В данном случае разуплотнение следует понимать в достаточно широком смысле слова. Это может быть не простое увеличение объема, а также и замещение более тяжелого материала более легким, поступающим с больших глубин. Слабые отрицательные региональные изостатические аномалии подтверждают эти представления, особенно учитывая, что некоторая часть их может быть связана с понижением плотности верхней мантии ниже астеносферы. Повышенный разогрев недр, характерные напряжения в очагах землетрясений, аномально низкие скорости сейсмических волн непосредственно под земной корой, выявленные в некоторых областях тектонической активизации¹ (Cook, 1962; Nuttly, 1963), — все это также подтверждает указанную точку зрения.

¹ Понижение скорости сейсмических волн выявлено в активизированных областях Северной Америки, а также в рифтовых зонах срединных океанических хребтов. Срединные океанические хребты по целому ряду признаков (сходство морфологии, сходство напряжений в очагах землетрясений, повышенные значения теплового потока) близки к рифтовым зонам на континентах, а иногда связаны с ними непосредственно:

По нашему мнению, аномалии рифтовых зон можно объяснить следующим образом. Данные о преобладании растягивающих горизонтальных напряжений в очагах землетрясений рифтовых зон позволяют предположить, что рифтовые структуры возникают в условиях растяжения земной коры. При этом в месте растяжения может образоваться характерное утонение коры — «шейка».

При простом растяжении пластины за счет ползучести образуется симметричная «шейка». При растяжении коры в поле силы тяжести для достижения изостатического равновесия эта «шейка» должна была бы сместиться вверх. Однако, если такая деформация образуется в узкой зоне, сравнимой с толщиной коры, то эффект оболочки не сказывается и напряжения в коре остаются на довольно низком уровне. Поэтому и скорость движений, восстанавливающих изостазию, будет настолько мала, что крупные нарушения равновесия смогут существовать длительное время. По-видимому, с таким явлением мы и сталкиваемся в районе озера Байкал, а вероятно, и в других районах развития рифтовых впадин.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И АЛЬПИЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Наибольшая тектоническая активность наблюдается в настоящее время в районах островных дуг и в альпийских геосинклинальных зонах на континентах. Показателями этой активности являются исключительно высокая сейсмичность этих территорий, причем очаги землетрясений располагаются до глубин в 700 км. Эти же районы отличаются наиболее дифференцированным рельефом земной поверхности, повышенной вулканической активностью, интенсивными современными движениями земной коры. Кроме того, наблюдаются непосредственные переходы структур островных дуг в горные сооружения альпийского возраста на континентах. К этим же областям приурочены наибольшие из известных на земном шаре нарушения изостатического равновесия.

По вопросу о том, являются ли альпийские складчатые сооружения на континентах аналогами островных дуг, не существует единой точки зрения. Однако близкое сходство проявлений тектонического процесса и исключительное сходство ряда геофизических характеристик, в частности характерных особенностей нарушений изостатического равновесия, указывают, по нашему мнению, на генетическую близость этих областей. Наблюдаемые различия легко могут быть объяснены своеобразием континентальных и морских условий, а также тем, что островные дуги проходят в настоящее время более раннюю стадию развития, в то время как в альпийских геосинклинальных зонах на континентах в целом активность тектонических процессов уже угасает.

Закономерности распределения изостатических аномалий силы тяжести в районах островных дуг и альпийских складчатых сооружений хорошо известны.

Достаточно хорошо установлена также корреляция этих аномалий с разнообразными проявлениями тектонической активности (Артемьев, 1966). Однако сложный характер и интенсивность тектонических движений затрудняют анализ роли изостатических сил в процессе тектогенеза в этих областях, в связи с чем необходимы дальнейшие и более детальные исследования.

Основные особенности поля изостатических аномалий рассматриваемых областей заключаются в чередовании протяженных, линейно вытянутых интенсивных аномалий разного знака. Прежде всего обращают внимание интенсивные отрицательные аномалии, тяготеющие к глубоководным желобам в условиях океанов и к передовым прогибам альпийских горных сооружений на континентах. По обе стороны минимума наблюдаются зоны максимумов, одна из которых часто захватывает располагающиеся с внешней стороны прогибов широкие полосы подня-

тий малой амплитуды. Другая зона максимумов располагается с внутренней стороны островных дуг или горных сооружений, захватывая окраинные моря типа Японского, Тирренского или внутренних морей Индонезии и межгорные впадины типа Венгерской. Эти структуры трактуются некоторыми исследователями как опущенные срединные массивы (Киепеп, 1950; Белоусов, 1962). Рассмотрим несколько подробнее, как можно представить в свете имеющихся геофизических данных формирование этих структур.

Многие исследователи придают большое значение процессам уплотнения или разуплотнения вещества недр в деле формирования различных структур земной коры (Субботин, 1960; Борисов, 1964). Судя по данным об изостатических аномалиях силы тяжести, эти процессы действительно могут иметь место в некоторых районах земного шара. В частности, есть основания полагать, что погружение срединных массивов типа Венгерского и возникновение впадин окраинных морей типа Японского определенным образом связано с процессами их изостатического проседания. Существуют указания, что в сравнительно недавнем геологическом прошлом эти районы могли иметь нормальную континентальную земную кору (Белоусов, 1962). В настоящее время кора здесь или типично океаническая (Ковылин, Непрочнов, 1965), или имеет резко сокращенную мощность (Galfi, Stegena, 1960). Эти районы характеризуются существенно повышенными значениями теплового потока (Любимова, 1966; Yasui Masashi, Watanabe Teruhiko, 1965), что также может свидетельствовать о продолжающемся процессе переработки земной коры.

Эти области характеризуются положительными аномалиями, в основном в пределах от 25 до 75 мгл, но по их периферии часто наблюдаются более интенсивные локальные максимумы изостатических аномалий.

Характерные размеры впадины составляют несколько сот километров. При таких размерах изостатическое равновесие должно выполняться с хорошей точностью. Поэтому трудно допустить, что наблюдаемые региональные положительные аномалии непосредственно связаны с утяжелением земной коры за счет изменения ее состава. В результате такого утяжеления кора прогнулась бы до восстановления изостатического равновесия за несколько тысяч лет.

ВЫВОДЫ

1. При общей близости земного шара к изостатическому равновесию на нем наблюдаются многочисленные изостатические аномалии силы тяжести. Эти аномалии могут вызываться как истинными нарушениями равновесия земной коры, так и скомпенсированными плотностными неоднородностями в ее толще, не учитываемыми при вычислении изостатических аномалий. Определенная часть наблюдаемых аномалий вызвана плотностными неоднородностями, находящимися в верхней мантии ниже астеносферы. Эти аномалии также не связаны с изостатическим равновесием земной коры.

2. Анализ восстановления изостатического равновесия, нарушенного недавними оледенениями, позволяет выяснить механизм изостази.

Изостатическое равновесие обусловлено главным образом существованием слоя пониженной вязкости — астеносферы, расположенного на глубине 80—200 км. Вязкость этого слоя существенно ниже, чем у расположенных выше него верхов мантии и земной коры, образующих наружную оболочку земли — литосферу.

Изучение областей четвертичных оледенений позволяет оценить также зависимость скорости восстановления изостатического равновесия от характерных размеров области с нарушенным равновесием литосферы. Эта зависимость может объяснить причину существования достаточно интенсивных локальных изостатических аномалий силы тяжести.

3. Существование астеносферы приводит к тому, что мощные движения, которые можно ожидать в верхней мантии Земли, отображаются на поверхности Земли в сильно ослабленном виде. Предложен механизм, способный объяснить неоднократную и сравнительно быструю смену знака современных движений и общий унаследованный характер тектонических движений. В основе этого механизма лежат длительно развивающиеся вертикальные движения в верхней мантии.

4. Данные о нарушениях изостатического равновесия свидетельствуют о широком развитии антиизостатических движений земной коры. Эти движения обусловлены тектоническими силами, преодолевающими действие изостатических сил. Изостатические силы лимитируют амплитуду таких движений.

Наряду с этим есть основания считать, что общее поднятие зон тектонической активизации может быть обусловлено действием изостатических сил, так же как и опускание срединных массивов в альпийских геосинклинальных зонах.

Можно предположить, что в районах развития антиизостатических движений смещения в сторону от изостатического равновесия обусловлены в значительной степени механическим воздействием со стороны нижележащих толщ мантии (что приводит также и к изменению структуры коры и литосферы в целом). В районах развития изостатических движений воздействие глубинных сил заключается в значительной степени в изменении плотности литосферы или некоторых ее горизонтов. Под этим изменением плотности подразумеваются не только процессы уплотнения или разуплотнения под действием, например, температуры и давления, но и замещение тяжелых пород более легкими, поступающими с больших глубин, или утяжеление легких пород в результате процессов типа метасоматических.

Эти изменения плотности приводят к тектоническим движениям под действием изостатических сил. Таким образом, противопоставление изостатических и тектонических сил не всегда обосновано.

5. Предложен новый вариант интерпретации изостатических аномалий силы тяжести зон рифтовых впадин, исправленных за влияние осадочной толщи и ее компенсацию. Исправленные изостатические аномалии хорошо объясняются в предположении, что рифтовые впадины возникли в условиях местного растяжения земной коры, в результате которого возникло ее утонение — шейка, расположенная ниже равновесного положения.

Литература

- Андреев Б. А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. Докл. АН СССР, т. 119, № 9, 1958.
- Артемьев М. Е. Осредненные аномалии Фая — источник информации о неоднородностях в мантии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, вып. 4, 1965.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. Изд-во «Наука», 1966.
- Артюшков Е. В. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, № 8, 1966.
- Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, № 1, 1967.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, № 6, 1967.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. Геотектоника, № 1, 1967.
- Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию. В кн. «Изостазия. Докл. сов. геологов. XXII Международн. геол. конгр. Проблема 12». Изд-во «Наука», 1964.

- Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины. Докл. АН СССР, т. 158, № 3, 1964.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. В кн. «Современные движения земной коры», ч. I, Изд-во «Наука», 1963.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 98, 1963.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Тр. Н.-и. ин-та геол. Арктики, т. 115, 1961.
- Дю Тойт. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Зорин Ю. А. О глубинном строении впадины оз. Байкал по геофизическим данным. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1966.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Ковылин В. М., Непрочнов Ю. П. Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмологическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Косыгин Ю. А., Ваньян А. Л., Соловьев В. А., Харин Е. П. Новые данные о глубинном строении Прибайкалья. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.
- Любимова Е. А. Обзор состояния геотермических исследований по определению теплового потока. В сб. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». Изд-во «Наука», 1966.
- Любимова Е. А., Шелягин В. А. Тепловой поток через дно оз. Байкал. Докл. АН СССР, т. 171, № 6, 1966.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 38, 1957.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. Геодезиздат, 1953.
- Магницкий В. А. К вопросу об интерпретации основных неправильностей гравитационного поля Земли. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 11 (178), 1963.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Мещеряков Ю. А., Синягина М. И. Состояние знаний о современных движениях земной коры. В кн. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». Изд-во «Наука», 1961.
- Субботин С. И. О причинах механизма образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры. Междунар. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геол. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Vorn A. Isostasie und Schweremessung. Ihre Bedeutung für geologische Vorgänge. Berlin, 1923.
- Galfi J., Stegena L. Melysegi reflexion es a földkerege szekezete a magyar medenceden. Geofiz közl., v. 8, № 4.
- Cook K. L. The problem of the mantle — crust mix. Lateral inhomogeneity in the upper most part of the Earth's mantle. Advances Geophys., v. 9, 1962.
- Gutenberg B. Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the Earth interior. Bull. Geol. Soc. America, v. 52, 1941.
- Haskell N. A. The motion of viscous fluid under a surface load. Physics, v. 6, 1936; v. 7, 1936.
- Innes M. J. S., Argun Weston. Crustal uplift of the Canadian Shield and its relation to the gravity field. Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A, v. 90, № 169, 1966.
- Kääriäinen E. On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. Fennia, v. 77, № 2, 1953.
- Krittenden M. D. New data of the isostatic deformation of lake Bonneville. Geol. Surv. Profess. paper, v. 454-E, Washington, 1963.
- Kuonen P. H. Marine geology. New York — London, 1950.
- Niskanen E. On the upheaval of land in Fennoscandia. Ann. Acad. Sci. Fenn., Ser. A, v. 53, № 10, 1939.
- Nuttly O. Seismological evidence pertaining to the structure of the Earth's upper mantle. Rev. Geophys., v. 1, № 3, 1963.
- Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States. J. Geophys. Res., v. 68, № 20, 1963.
- Sauramo M. Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia. Ann. Acad. Sci. Fenn. A, v. 44, 1955.
- Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Sci. Fenn. A, v. 51, 1958.
- Vening Meinesz F. A. The determination of the Earth's plasticity from the postglacial uplift of Scandinavia; isostatic adjustment. Proc. Koninkl. nederl. akad. wet., v. 40, № 8, 1937.
- Vening Meinesz F. A. Les Graben Africains, resultat de compression ou de tension dans la croûte terrestre? Bull. Inst. roy. colon. Belge, t. 21, p. 539, 1950.
- Yasui Masashi, Watanabe Teruhiko. Studies of the thermal state of the Earth. The 16th paper: Terrestrial heat flow in the Japan sea. 1: Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., v. 43, № 3, 1965.

ISOSTASY AND GEOTECTONICS

An equation of isostatic movements is derived and the viscosity of the astenosphere is determined to be of an order of 10^{20} P, on the basis of evidence on postglacial upheaval of areas of Quaternary glaciations. The results are applied to the interpretation of relations observed between disturbances in isostasy and tectonic movements in tectonically different regions. Periodic nature of recent movements, which develop on the background of inherited neotectonic movements in platform areas, as well as antiisostatic nature of the latter are believed to be the result of an intermittent rising or sinking of the astenosphere's lower boundary. The subsidence of the median massifs in the Alpine geosynclines and positive isostatic anomalies above them may be due to an increase in the crust weight, with subsequent break-off and sinking of its lower layers into the astenosphere. The upheaval of tectonically activated areas is related to a deficiency in density of the material of the Earth's interior. The formation of Baikal-type troughs and strong negative isostatic anomalies in that region may be accounted for the tension of the Earth's crust. Hence the crust becomes thinner under such troughs, but yet its lower boundary occurs at a greater depth than is required for isostasy.

The Earth's Physics Institute named after O. Yu. Schmidt
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24+553.212

Ю. М. ШЕЙНМАНН

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СВЯЗЕЙ МАГМЫ И ТЕКТОНИКИ

При рассмотрении вопроса о соотношении тектоники и магмообразования мы в большинстве случаев не обращаем внимания на то, что наши сведения о магме и о структурах коры практически невозможно совместить и что поэтому всякие попытки сопоставить их привычным способом обречены в той или иной степени на неудачу.

Дело в следующем: обычно мы изучаем вблизи поверхности и на поверхности структуры, уже созданные когда-то бывшими движениями. Мы можем наблюдать на уровне этих структур магматические тела, которые, однако, далеко не всегда точно или сколько-нибудь точно одновременны этим структурам. Сопоставление тех и других вблизи поверхности Земли создает условия, при которых будет всегда существовать опасность, что мы совмещаем, во-первых, вещи разновременные и, во-вторых, что мы экстраполируем структуры с поверхности на огромные глубины, не имея на это сколько-нибудь серьезных оснований. Какое основание имеем мы считать, что структуры поверхности продолжают вглубь и в каком-то другом виде находятся на глубинах, где зарождается магма? Этих глубин мы никогда наблюдать не могли, никакой тектоники там узнать не сумели, и, следовательно, все это основывается только на предположении, что структуры на поверхности отражают то, что находится на любой глубине под ними. Такое предположение требует специальных доказательств.

Можно, конечно, прибегнуть к помощи геофизики. Геофизика всех типов позволяет различить только некоторые особенности глубин, но ни магнитометрия, ни электрометрия, ни гравиметрия не дают нам по существу представления об объеме того, что находится на глубине. Мы имеем только проекцию неких объемов на поверхность. Единственный способ, который, казалось бы, может дать сведения о структурах, — это глубинное сейсмическое зондирование. Но глубинное зондирование, как правило, выделяя определенного типа поверхности, не может сказать, что это за поверхности: тектонические или переход какой-нибудь породы из одного состояния в другое без перемены состава, или же стык двух пород разного состава, никакого отношения к тектонике не имеющий. Таким образом, и глубокое зондирование не позволяет сколько-нибудь точно выяснить структуру глубин.

При таком положении вещей нам надо обратиться к попытке иного рода. Можно попытаться изучать глубокие части земной коры и верхнюю мантию не с точки зрения имеющихся там уже созданных структур, а изучать создающиеся структуры, т. е. иными словами изучать те движения, которые сейчас происходят там. При таком методе, если бы мы смогли создать какую-то схему глубинного тектонического районирования Земли, мы могли бы сравнить ее с теми магмами, которые сейчас поднимаются оттуда. Этим создается возможность сопоставлять одновременные явления и непосредственно наблюдать на глубине связи между рождением магм и тектоникой. Конечно, такой способ даст достаточно грубую картину. Мы сможем изучать только некоторые черты тек-

тоники глубин, но все-таки это будет кое-что. А если это кое-что потом сравнить с тем, что мы знаем на поверхности, и отметить некоторые соответствия поверхностной тектоники с тектоникой глубин, то появятся серьезные основания искать отражение этих поверхностных структур на глубине. Если это так и если такой метод возможен, то мы получаем в руки чрезвычайно интересное оружие для изучения геологии глубин.

Такое изучение современной живой тектоники глубин возможно только сейсмологическим путем, в результате изучения глубинных землетрясений. Хорошо известно, что эти землетрясения концентрируются в определенных зонах. Поэтому мы в первом приближении получаем деление всего земного шара на две группы провинций: группу, где движения очень активны на глубине (доходят до нескольких сотен километров) и группу областей, в которых мы не знаем подобных движений, где глубинные землетрясения практически отсутствуют. Известно, что первая группа соответствует современным островным дугам и некоторым областям молодой складчатости; вторая — всей остальной поверхности земного шара. О том, что области островных дуг — это современные геосинклинали, говорилось за последние 50 лет много раз, и мы не будем еще раз рассматривать этот вопрос. Отметим только, что геосинклинали современности всегда располагаются над зонами глубинных землетрясений.

Перейдем к вопросам магмообразования. Прежде всего нужно было бы условиться о том, что мы будем называть первичной магмой? Кажется, что в образовании магмы следует различать три момента: первый — это начинающееся плавление вещества. Оно обычно бывает частичным, и, таким образом, внутри вещества появляются пленки и капли жидкости, которые заключены между твердыми частицами. Следующий момент, когда из этой «каши» выделяется собственно магматическая жидкость. Это и есть, как правило, момент образования первичной магмы. Наконец, первичная магма при своем подъеме вверх может на каком-то этапе либо остановиться, либо замедлить подъем, и тогда, приспособившись к условиям температуры и давления на той глубине, где произошла остановка или замедление подъема, она сбросит какую-то свою часть в виде твердого вещества и изменит, таким образом, свой состав. Кажется, что если это произошло на большой глубине, до того, как магма вышла в близкие к коре области, мы будем иметь дело еще все-таки с первичной магмой и в отличие от той первой настоящей, первичной магмы, мы будем называть ее первичной производной магмой.

Гораздо реже будет происходить сплошное плавление вещества. В таком случае определение момента появления магмы понятно само собой.

Наконец, наверх может подниматься и «магматическая каша», состоящая из значительного количества твердой и из жидкой фазы, и эта каша может, не отделив жидкую фазу, внедриться в кору. В таком случае у нас магма будет представлена именно этой «кашей»; вместо первичной магмы мы будем говорить о первичной «магматической каше».

Магмы геосинклиналией. Мы уже подчеркивали непосредственную связь между островной дугой и геосинклиналью. Больше того, следует вспомнить о том, что области островных дуг, т. е. современных «работающих» геосинклиналей, по простиранию нередко переходят в молодые складчатые зоны, где геосинклинальный этап уже окончился. Таким образом, эти области генетически являются едиными. Они либо находятся на разных этапах своего развития, либо развиваются в разной обстановке. Это иллюстрирует рис. 1. На нем показаны как бы три лесенки: максимальные глубины землетрясений для трех типов зон. Одна из них соответствует глубинам землетрясений, которые наблюдаются под современными развивающимися геосинклиналями (под островными дугами). Мы видим, что глубины различны, но это различие индивидуальное; в целом, под областями этой группы мы имеем наиболее глубокие землетря-

сения, т. е. наиболее глубокие тектонические движения. Вторая группа с землетрясениями средней глубины — это области, для которых трудно определить: имеем ли мы дело еще с геосинклинальными или с уже законченными складчатыми зонами. В виде примера можно назвать Южно-Итальянскую дугу (Калабрия — Сицилия) или дугу Крита в Эгейском море. И, наконец, третья группа — это молодые складчатые области, сохранившие еще свою глубинную подвижность. Мы видим, что в них глубина еще меньше. Таким образом, глубина и интенсивность движений падает от геосинклинальной стадии к стадии складчатой области, что и надо было предполагать.

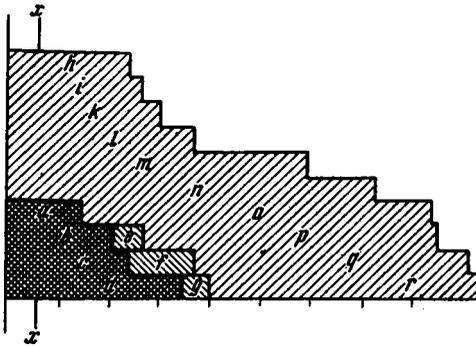


Рис. 1. Сравнение глубины землетрясений под островными дугами, молодыми складчатыми зонами и структурами переходными от островной дуги к складчатой зоне

a — d — молодые складчатые области, *e — g* — области, переходные от островной дуги к складчатой зоне, *h — r* — островные дуги

Здесь мы видим, как, зародившись на некоторой глубине, землетрясения постепенно поднимаются вверх и им сопутствует подъем магмы. Когда землетрясения подходят к самой поверхности, начинается извержение. Нас здесь интересует не эта связь: ее давно и хорошо доказали (Blot et Priam, 1963; Blot, 1964 и др.). Существенно, что механическая освобождающаяся энергия как бы поднимается вверх по зоне глубинных землетрясений. Землетрясения начинаются на глубине и поднимаются все выше, пока освобождающаяся энергия не подойдет к поверхности Земли. Если мы вспомним, что такая же картина наблюдается и с тепловым потоком, который усилен в этих зонах, и, таким образом, теплоотдача явно повышена, и если вспомним также, что при этом поднимаются вверх и магматические массы, то мы можем сделать вывод, что в областях глубинных землетрясений, которые более или менее наклонно уходят на сотни километров вниз от современных геосинклиналей, мы имеем дело с подъемом разного типа энергии ввѣрх, с освобождением излишков энергии, накопившихся в Земле. Именно этому выходу на поверхность и соответствует то, что мы называем геосинклиналью и геосинклинальным процессом, со всеми сопровождающими его явлениями.

Наиболее интересными и, вероятно, наиболее показательными магмами геосинклинальной области являются основные магмы. Обратимся к

На рис. 2 представлен разрез через одну из вулканических областей в островной дуге, который представлен по данным Бло (Blot, 1964).

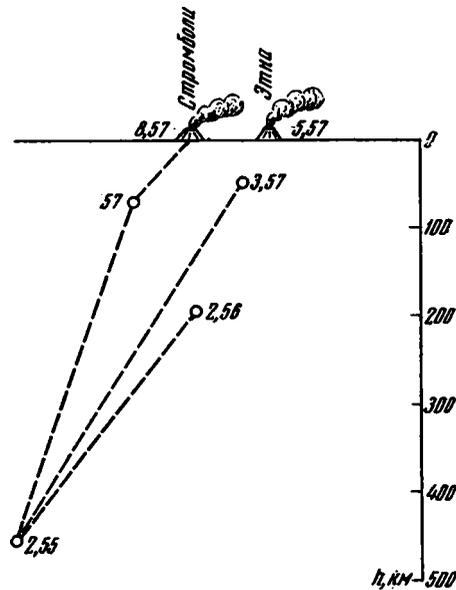


Рис. 2. Подъем очагов глубинных землетрясений (по Blot, 1964)

вопросу о том, при каких условиях может отделиться геосинклинальная глубинная магма и вообще любая магма при частичном плавлении вещества. Если мы представим себе, что это частичное плавление охватывает только незначительные количества вещества (10—15%, например), то капельки и пленки жидкости окажутся как бы запрессованными в твердый каркас, и для того, чтобы их выгнать оттуда, надо, чтобы осуществился фильтрпрессинг, т. е. необходимо так спрессовать эту массу, чтобы выжать из нее, как из губки, заключенную в ней жидкость. Но такое выжимание возможно только при наличии большого перепада давлений, такого, который позволил бы выжимающейся массе смять и раздвинуть этот жесткий каркас. Иными словами, перепад давлений должен быть настолько велик, чтобы он позволил преодолеть вязкость не жидкости, заключающейся в небольшом количестве в этом веществе, а сопротивляющиеся твердого каркаса. Такая обстановка может появиться только в исключительных случаях и потребует специфических условий. Об этом, может быть, придется говорить отдельно, в частности в связи с образованием мигматитов. Как правило, отделение жидкости происходит без такого огромного перепада давлений (десятки килобар) и, следовательно, должно подчиняться другому механизму. Этот другой механизм — простое опускание или всплывание более легкой жидкости и погружение более тяжелой твердой фазы. Но для этого необходимо, чтобы количество жидкости было, по крайней мере, хоть немного больше 50% объема, потому что, занимая около 50% объема, частицы твердого вещества соприкоснутся друг с другом и образуют тот самый твердый каркас, который потом необходимо будет преодолевать при фильтрпрессинге. Таким образом, чтобы магма могла подниматься в сколько-нибудь больших количествах, в обычных случаях нам нужно предположить не малые (как думали до сих пор) количества жидкости в частично плавящемся веществе, а огромные количества (больше половины). Только та часть ее, которая будет превышать 50% объема, сможет обособиться и подняться в виде первичной магмы. Таким образом, плавление на глубине, порождающее магму, должно охватить большую часть вещества. В случае геосинклинали оно происходит в глубокой подвижной области (условимся в дальнейшем называть ее тектоногеном, т. е. областью, где рождаются главные тектонические процессы земного шара). А так как вещество там ультраосновное или близкое к нему по составу, то мы должны предположить, что первичная выплавляющаяся магма должна быть весьма основной. Судя по последним данным А. Рингвуда и Т. Грина (Ringwood, Green, 1966), вернее всего предполагать либо весьма основной оливиновый базальт толеитового ряда, либо пикрит — базальт. Такого состава жидкость, по их наблюдениям, может отделяться при давлениях, значительно больших, чем соответствующие глубине 60 км. Нам приходится считаться с тем, что подобного рода первичная магма скорее всего отделяется на глубинах 100 км и больше. Это согласуется с данными сейсмологии (Powers, 1955; Eaton, Murata, 1960; Blot, 1964).

Поднимаясь вверх, эта магма должна изменять свой состав. Если жидкость не отделилась от твердой фазы, если поднимается вверх «каша», то на каждом уровне, с его температурой и его давлением, будет происходить химическая реакция: жидкость будет менять свой состав, приспособляясь к условиям давления и температуры на этом уровне и сбрасывая какую-то свою часть в виде твердой фазы (Ringwood, Green, 1966). Таким образом, до тех пор, пока вверх поднимается «каша», мы будем иметь дело с все время меняющимся составом магматической жидкости. Как только жидкость отделится от «каши», это изменение прекратится и состав будет более или менее постоянным.

На рис. 3 представлена грубая схема области глубоких землетрясений (тектоногена), и на ней нанесены три области постепенно поднимающегося разогрева, который характеризует тектоногены. По мере подъема в

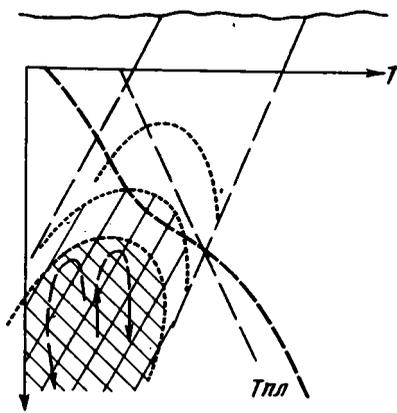


Рис. 3. Разогрев вещества в пределах тектоногена. Постепенный подъем верхней границы разогретой области и прогрев коры над нею

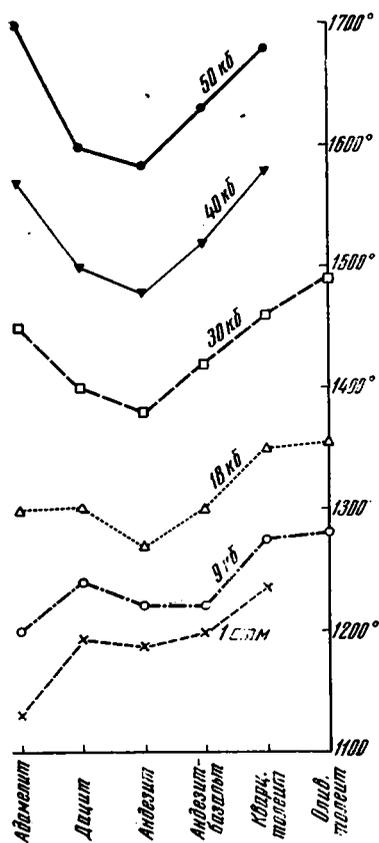


Рис. 4. Андезитовый температурный желоб (по данным А. Рингвуда и Т. Грина, 1966)

каждой области происходит процесс, описанный В. А. Магницким (1965). Этот процесс в результате ведет к поoxidлению магмы, и заменяет собой процесс зонной плавки, потому что зонной плавки в точном смысле слова в Земле нет. В условиях тектоногена его низы, по-видимому, не охлаждаются и область разогрева не перемещается, а только расширяется кверху.

Такое поoxidление состава магмы будет происходить до определенного предела. На рис. 4 представлено исключительно любопытное явление, описанное А. Рингвудом и Т. Грином (Ringwood, Green, 1966), которое можно было бы назвать «андезитовым желобом» или андезитовым «температурным оврагом». По вертикали отложены температуры, по горизонтали: ряд составов справа, соответствующий оливиновому талейту и все более кислых составов — справа налево, с адамелитом на крайнем левом фланге. Каждая кривая соответствует определенному давлению. Можно легко видеть, что, начиная с 18 кбар или немного меньше, температура плавления андезита оказывается самой низкой. Более кислые, чем андезит, составы оказываются более тугоплавкими, и, следовательно, в условиях глубоких зон, по крайней мере до давления в 50 кбар, а вероятно, и для более высоких мы имеем дело с андезитовым температурным желобом. В результате поднимающаяся снизу магма, становясь все более кислой, должна остановиться на составе андезита, т. е. андезит является наиболее кислой из возможных глубинных магм. Чтобы не увеличивать объем статьи, мы здесь не будем останавливаться на различии в этом вопросе наших взглядов и взглядов А. Рингвуда и Т. Грина.

Поднимающаяся вверх область прогрева в конце концов захватывает земную кору. В это время, по-видимому, прекращается усиленный подток тепла из еще более глубоких недр, и степень разогрева глубин падает. Жизнь тектоногена приближается к концу. В это время наблюдается чрезвычайно интересное явление: самые верхи мантии (выше слоя Гутенберга) и нижняя половина коры оказываются магматически стерильными. Появляется «мертвая зона» для магм, откуда первичных магм мы практически не знаем.

Базальты, поднимающиеся из тектоногена, по-видимому, в главной своей массе выливаются или застывают около поверхности. Сама бы-строта подъема базальтов, напор, с которым они идут, говорят о том, что не следует предполагать слишком больших масс, остающихся где-то в глубине. Я думаю, что не будет большой ошибкой, если мы будем считать, что отношение оставшихся на глубине и изливающихся или внедряющихся в верхи коры масс близко к 1 : 1.

Появление гранитов и других кислых магм связывается с тем, что над верхней частью тектоногена прогревание в коре доходит до температур, когда начинается селективное, а может быть, частично и полное плавление этой массы, совершенно самостоятельное и уже независимое от базальтовой магмы. Этому плавлению, как отмечает Ю. А. Кузнецов (1966), сильно способствует проникновение снизу воды и растворенных в ней щелочей.

Очень кратко остановимся на проблеме внегеосинклинальных гранитов. Вероятно, правильнее было бы говорить не о внегеосинклинальных, а о «безгеосинклинальных» гранитах — гранитах, которые не связаны с геосинклиналью. Таких гранитов мы практически не знаем. Редкие исключения, когда каким-то образом поднимается температура в отдельных местах коры до температуры выплавления гранитов, известны; это, например граниты Юго-Западной Африки. Но эти случаи настолько редки, что сейчас ими заниматься невозможно (мы говорим только о магматических гранитах). Остальные безгеосинклинальные граниты, как кажется, названы так ошибочно. Независимо от того, будут ли это граниты Станового хребта (Сибирь), или граниты и кислые интрузии и эффузии вулcano-плутонических поясов, они всегда территориально связаны с областью геосинклиналей и, по сути дела, являются продуктами расширившейся зоны прогрева, продуктами, выходящими за пределы собственно складчатой зоны. Такое расширение области прогрева представляется достаточно естественным. Трудней представить, каким образом может не случиться подобного явления. По мере прогревания потолка поднимающейся областью большого нагрева, последняя, как только выйдет за пределы тектоногена (а она выходит за его пределы в его верхней части), расширяется и захватывает все более широкую зону. Ведь и геосинклиналь, и складчатая зона образуются не на самом выходе тектоногена, а над его верхней частью, там, где вертикальные, достаточно длительно живущие разломы позволяют гораздо скорее выйти к поверхности и магмам, и теплу, и кинетической энергии, чем по верхней части собственно тектоногена. Эта картина хорошо известна, и нет ничего удивительного, что прогрев в иных случаях может выйти за пределы и этой зоны.

МАГМЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ВНЕ ПРЕДЕЛОВ ТЕКТОНОГЕНА

На диаграмме В. В. Белоусова (1966, стр. 46) очень хорошо видна область, где наиболее вероятно постоянное выплавление базальта. Эта область падает на волновод Гутенберга. Я не вполне уверен, что в пределах волновода имеются все время включения жидкости и что это область действительно постоянного выплавления. Скорее, как мне кажется, это зона, где выплавление чрезвычайно легко достижимо, и достаточно небольших дополнительных нарушений, чтобы оно началось. Такими нарушениями могут быть доходящие до этой области зоны глубинных разломов. Выплавление и здесь связано с тектоникой, но значительно более слабой. При этом плавление не связано с подъемом дополнительных количеств тепла из глубины, т. е. с тем, что происходит в тектоногене. Таким образом, области внегеосинклинального плавления магмы принципиально отличаются от областей выплавления под геосинклиналями в тектоногене.

Можно различать два типа подъема магмы в спокойных областях: первый тип — «тип Гавайских островов», а вероятно, и трапповых обла-

стей. В этом случае, как правило, поднимаются толеиты, т. е. магмы, в общем насыщенные кремнекислотой. Судя по данным А. Рингвуда и Т. Грина (Ringwood, Green, 1966), мы можем ожидать, что подобного рода жидкости должны появляться на глубинах свыше 60 км (при давлении более 18 кбар). Так же, вероятно, как и в случае тектоногена, следует ожидать, что здесь плавится настолько значительная часть вещества, что магма может быть легко отделена от «каши». Более того, в этом случае мы можем говорить и о том, что в пределах примерно от 30 и до 50—60 км глубины магма поднимается чрезвычайно быстро. Известно, что на Гавайях подъем происходит с глубин 50—60 км со скоростью, большей 1 км в сутки. При таком подъеме магма не успевает приспособиться к промежуточным условиям и начинает приспосабливаться к новым температуре и давлению уже наверху, около самого вулкана, на Гавайях — уже собственно на поверхности. При этом толеитовые жидкости сохраняются до момента извержения. Дифференциация возможна только при некоторой задержке магмы наверху, как в трапповых областях, когда при малых давлениях первым выпадает при охлаждении оливин и появляются в результате более насыщенные кремнеземом вторичные магмы.

Второй случай. Его можно назвать «типом Эфиопии», поскольку это самая большая из изученных провинций оливиновых базальтов с щелочным уклоном. В этом случае наиболее вероятным объяснением появления такого рода магм может быть выпадение энстатита из первичного, весьма основного, толеита. При этом магма теряет кремнезем и обогащается щелочами. Энстатит выпадает на глубине 30—50 км, и, следовательно, мы можем говорить о том, что в этих случаях магма застревает примерно на этой глубине и только после этого получает свободный подъем наверх. Наверху в результате образования вторичных магм она будет разделяться на оливин-базальтовую и трахитовую части.

Особым случаем является появление оливин-базальтовой магмы в конце излияния толеитовых лав, когда она играет роль остаточной жидкости. Этот случай супруги Энгель считают типичным для всех вулканических островов океана (Engel A. a. Engel C., 1963, 1964). Он был описан раньше Э. Бейли для третичных вулканов Шотландии (Bailey, a. oth., 1924; Елисеев, 1953) и, видимо, широко распространен. Появление небольших количеств оливин-базальтов связано в этом случае с застреванием последней порции магмы на промежуточных глубинах, может быть, в результате истощения первоисточника ее и соответственно падения гидростатического напора.

Последний тип магм внегеосинклиналиных областей — щелочно-ультраосновные. Ю. А. Кузнецов (1964) отмечает, что такую магму следует считать не ультраосновной, а скорей базальтовой. Но само название «ультраосновная» свидетельствует лишь о количественных соотношениях кислот и оснований, и с этой точки зрения щелочно-ультраосновные магмы действительно ультраосновные. Другое дело, что эти магмы сильно обогащены щелочами, алюминием, кальцием, железом и титаном относительно обычного ряда пород дунит-гарцбургитовой формации. Но для последней вопрос о том, была ли она когда-нибудь собственно магмой, имело ли место сплошное плавление мантии на глубинах, — не ясен. Породы дунит-гарцбургитовой формации произошли, может быть, из магматической каши, поднявшейся вверх, от которой потом отделилась базальтовая часть. Между тем для щелочно-ультраосновных магм эти сомнения отпадают. Мы наблюдаем излившиеся лавы этого состава (меймечиты, например), которые говорят о существовании магмы, поднимавшейся близко к поверхности.

Кальций и алюминий принесены этой магмой как первичные элементы из мантии и присутствуют в ней, потому что это не остаток после отделения базальтов, а собственно первичная магма. Для титана и некоторых малых элементов можно предполагать обогащение в результате

того, что эти элементы являются особо подвижными в условиях глубин, где магма соприкасается с веществом мантии и обогащается ими. Такое решение подсказывается результатами уже упоминавшихся работ А. Рингвуда и Т. Грина и кажется весьма вероятным.

Провинции Срединных океанических хребтов. Это, по-видимому, особый тип глубинной тектоники, отличный как от негеосинклинальных, так и от геосинклинальных тектоногенных областей. Срединные хребты отличаются значительно большей глубиной землетрясений: 50, 60 даже 70 км. Здесь, несомненно, преобладают магмы, поднимающиеся, так же как и на Гавайях или в областях траппов, с глубин, несколько больших 60 км. Вероятно, это и есть глубина тектонической активности под Срединными океаническими хребтами. Ниже нет сильных движений, которые вели бы к сколам, т. е. движений большой контрастности. Об этом говорит сейсмологическая немота глубин в этих областях.

Серьезным является вопрос об ультрабазитах в этих областях, который, как кажется, сейчас не может быть еще решен. Дело в том, что мы не знаем, какого возраста ультрабазиты с хребтов Индийского и Атлантического океанов. Одновременны ли они базальтам, т. е. образуется ли здесь, так же как и в геосинклинальных областях, ультрабазитовый остаток после ухода базальтов, который внедряется затем в кору и в самые верхи мантии, или мы имеем здесь дело с более древними образованиями, которые сейчас подняты и обнажены? В зависимости от этого магматическая характеристика областей срединных хребтов будет различной. К тому же ультрабазиты могут быть связаны не только с Срединными хребтами, но и с другими районами океана.

Отмечу еще одну особенность: мы обычно говорим о мощной магматической деятельности в пределах Срединных океанических хребтов. Кажется, что доказательств такой мощности ее пока что немного, и, может быть, мы имеем здесь дело, как и в рифтах Африки, с пятнами такой деятельности, а не сплошными мощными излияниями базальтов. Этот вопрос требует дополнительного и очень внимательного изучения.

ВЫВОДЫ

Первый и, кажется, чрезвычайно важный: существует два типа связи между тектоникой и магматической деятельностью. Первый тип — внегеосинклинальный, при котором магмообразование происходит без добавочных порций внутренней энергии. И второй тип — геосинклинальный, в пределах тектоногена, где все магмообразование связано с огромной выдачей энергии из глубин. Соответственно такому делению делятся и структуры глубин на тип спокойной тектоники, в которой мы не встречаем сколько-нибудь контрастных движений, и тектоногенный тип, который вблизи поверхности сказывается в виде геосинклинального процесса.

2. На рис. 5 показана схема А. Рингвуда и Т. Грина (Ringwood, Green, 1966) для круговорота вещества в мантии. Такой круговорот создает срединные хребты и орогенез. Это последний вариант подобных концепций, однако удачным назвать его трудно. В пределах тектоногенов, там, где на рис. 5 показано опускание вещества, происходит его подъем и чрезвычайно обильное выделение энергии. Рисовать подобную опускающую ветвь круговорота здесь нет оснований. Подъем в пределах середины океана, т. е. на срединных хребтах, существует, но он, как уже говорили, не захватывает больших глубин; сколько-нибудь интенсивная тектоника на глубинах, больших 50—70 км, здесь отсутствует. Кроме того, как уже пришлось отмечать (Шейнманн, 1966), имеется явная антипатия между срединными хребтами и зонами современных геосинклиналей — островными дугами. Там, где имеются островные дуги, срединные хребты, как правило, не появляются, а там, где имеются хорошо выра-

женные срединные хребты, там, как правило, не имеется островных дуг. Таким образом, круговорот, как его рисуют, не имеет места.

3. Геосинклиналь является приповерхностным образованием, соответствующим на глубине исключительно интересной структуре, которую мы назвали тектонсгеном. «Службой» тектоногена является выдача в пространство нерасходуемых другим способом излишков внутренней энергии Земли. Это как бы своеобразный «энерговод». Там, где выдается огром-

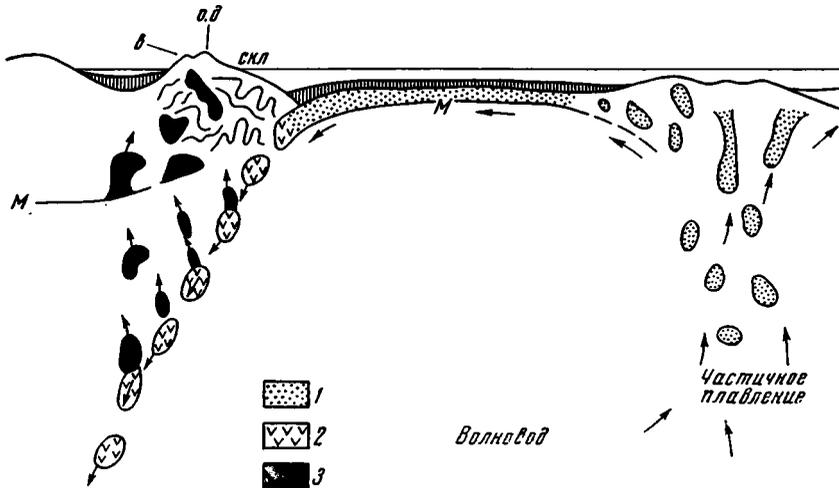


Рис. 5. Круговое течение, образующее срединный хребет и островную дугу (в интерпретации А. Рингвуда и Т. Грина)

скл — складчатая область, о.д. — островная дуга, в — вулканы, М — граница Мохоровичича, 1 — базальтовая магма и базальты, 2 — эклогитовые тела, опускающиеся в глубины мантии, 3 — андезитовая магма, выплавленная из эклогитов

ное количество энергии, там на поверхности мы имеем наиболее мощные тектонические процессы, и эти процессы мы называем геосинклинальными.

4. Опускание океанов происходит без вывода глубинной энергии, ибо там, где океаны действительно образуются, а не образуются новые геосинклинальные моря типа Японского, там почти нет магматической деятельности и вообще никаких признаков повышенного выхода глубинной энергии.

5. И последнее, о чем бы хотелось сказать: единый поднимающийся магматический очаг, в котором внизу плавятся ультраосновные породы, выше базальты и, наконец, граниты, кажется фикцией. Современные наблюдения, сопоставление данных геофизики, геологии и петрологии говорят против его существования.

Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитных тел. Геол. и геофизика, № 6, 1966.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Шейнманн Ю. М. Об одной особенности Срединных океанических хребтов. Геотектоника, № 4, 1965.
- Bailey E. B., Thomas H. H. a. oth. The tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Scotl. geol. surv. mem., 1924.
- Blot C. Origine profonde des séismes superficiels et des éruptions volcaniques. Assoc. séism. etc., sér. A, Trav. scientif. 23, 1964.

- Blot C. et Priam R. Volcanisme et séismicité dans l'Archipel des Nouvelles-Hébrides. Bull. volcanol., XXVI, 1963.
- Eaton J. and Murata K. How volcanoes grow. Science, 132, № 3432, 1960.
- Engel C. and Engel A. Basalts dredged from the North-East Pacific ocean. Science, 140, № 3753, 1963.
- Engel A. and Engel C. Composition of basalts from the Mid-Atlantic ridge. Science, 144, 3624, 1964.
- Powers H. A. Composition and origine of basaltic magma of the Hawaiian Islands. Geochim. et cosmochim. acta, 7, 1955.
- Ringwood A. and Green T. Petrology of Upper Mantle. Dept. Geophys. and Geochem., Austral. Nat. Univ., publ. 144, 1966.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
13 апреля 1967 г.

Yu. M. SHEINMANN

SOME RELATIONSHIPS BETWEEN THE MAGMA AND TECTONICS

The development of deep subsurface zones of the Earth's crust and mantle can not be understood through observation of already created structures on the surface. In this field, geophysics helps but little to tectonics, since tectonic boundaries can not be distinguished from those of other types. The only effective method of the study of deep subsurface tectonics appears to be the investigation of recent movements, i. e. of now originating structures.

Seismology directly indicates the existence of narrow and deep zones of more intensive movements. These zones are tracable to depths of hundreds of kilometers, and near their tops there are located recent geosynclines (areas of island arcs) or young folded zones which have been until recently geosynclines. Within these zones, the magma is originated at an especially great depth under the influence of a large heat flow from the interior to the periphery. The very existence of these zones (tectonogenes) is entirely conditioned by this heat flow. Emerging as a very basic tholeiitic fluid, the rising magma progressively loses its highest melting-point constituents and may attain the composition of andesite. Its easy rise along numerous deep fractures leaves no grounds to believe that its motion is interrupted for long periods at large depths. Its differentiation generally takes place at a depth less than that of the continental crust's base. The heating of the crust's upper parts, due to the energy of the tectonogenes, produced acid magmas of geosynclinal (folded) zones.

Outside of tectonogenes, the energy influx from the Earth's interior is much lesser, and the magma origination is related to the zone of a lower seismic velocity, there temperatures and pressures permit drops and films of the fluid to be melted out. If a deep fault penetrates into this zone, resulting in a pressure drop, the melting is more active, and the magma may be separated out of the solid phase. Its uninterrupted ascent to the surface, or that with a pause at a small depth, will lead to the emergence of ordinary tholeiitic traps. In the case of a pause at middle depths, the fractionation will lead to the origination of a basaltic fluid (a more alkaline variety), as shown by Ringwood's and Green's experiments. Such an environment favours no formation of the acid magma.

Two types of relations between the magma and tectonic setting appear to exist. In areas outside of geosynclines, tectonic phenomena only facilitate the melting (pressure drop) and rise of the magma. In geocynclinal areas, the energy of the Earth's interior, being concentrated in the tectonogenes, melts out the magma and simultaneously facilitates its ascent.

Earth's Physics Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24+551.22

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ АНОРТОЗИТОВ

1. ВВЕДЕНИЕ

Анортозитовые массивы, содержащие в ряде случаев значительные месторождения руд титана и некоторых других элементов, давно уже привлекали внимание петрографов и специалистов по рудным месторождениям. Происхождение анортозитов остается во многом неясным до настоящего времени. Принято выделять два типа анортозитов, «каждый из которых относится к особой ассоциации глубинных пород» (Тернер, Ферхуген, 1961, стр. 283). К первому типу, который не рассматривается в настоящей работе, принадлежат битовнитовые анортозиты, образующие «слои» среди стратифицированных пластообразных тел основного состава того типа, который наблюдается в комплексах Бушвельда (Южная Африка) и Стиллуотер (США).

Наше внимание будет сосредоточено на более распространенном втором типе анортозитов, слагающих крупные автономные интрузии, внедрившиеся в древние метаморфические толщи. Наиболее известные из них находятся на юго-западе Балтийского щита, на востоке Канадского щита, на юге и юго-востоке Алданского щита. Анортозиты второго типа состоят из андезина и лабрадора (более 90%); гиперстен, авгит, реже оливин занимают менее 10% состава в собственно анортозитах. В большинстве интрузий наблюдаются постепенные переходы в габбро, нориты, монцониты (мангериты), явно имеющими общее происхождение с анортозитами. Последние нередко пространственно ассоциируют с гиперстенсодержащими гранитами (чарнокитами), сиенитами и иногда с гранитами рапакиви, генетические отношения с которыми стали выясняться лишь в последнее время.

Тектонические аспекты проблемы анортозитов привлекали внимание ряда исследователей. Еще Р. А. Дэли (1936) обратил внимание на то, что крупные анортозитовые массивы имеют докембрийский возраст. О тектонической позиции анортозитовых интрузий высказаны разнообразные суждения А. П. Лебедевым (1953), Е. Кранком (Кранск, 1961), П. Мишо (P. Michot, 1964)¹. Поиски связей магматических явлений с тектоникой выразились также в разработке учения о магматических формациях, основы которого были заложены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1949—1952) и позже развиты трудами Г. Д. Афанасьева (1961), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), особенно Ю. А. Кузнецова (1964), и др. Эти плодотворные поиски наметили широкие возможности не только теоретически интересных связей магматизма и тектоники, но и весьма существенных с практической точки зрения закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений.

¹ Уже после сдачи настоящей работы в печать появилась интересная, но дискуссионная статья J. P. Berrangé «Some critical differences between orogenic-plutonic and gravity-stratified anorthosites», Geol. Rundschau, Н. 3, В. 55, 1966.

Ю. А. Кузнецовым было подчеркнуто, что крупные гластообразные тела аортозитов располагаются по окраинам кристаллических щитов. «Можно предполагать, что возникновение аортозитов, так же как и интрузий рапакиви, во многих случаях (Канадский и Алданский щиты) связано с образованием флексурных перегибов и разломов при дифференциации древних кратонов на щиты и платформы» (1964, стр. 362).

В настоящей работе сделана попытка выяснения связей интрузий аортозитов со средой, с конкретными структурными элементами земной коры, существовавшими на ранних стадиях ее развития. Своеобразие этих древних структурных элементов, ярко свидетельствующее о необратимости развития земной коры, начало раскрываться лишь в последние годы (Кузнецов, 1964; Павловский, 1962, 1964; Павловский, Марков, 1963).

2. ХАРАКТЕРНЫЕ АОРТОЗИТОВЫЕ МАССИВЫ

А. Аортозиты южной окраины Балтийского щита

В пределах Балтийского щита наиболее детально изучен крупный массив аортозитов, располагающийся на крайнем юге Норвегии в Южном Ругаланне (рис. 1). Массив обнажен на площади около 2000 км². Он выступает на поверхности среди парагнейсов и, видимо, простирается на глубине под ними еще на десятки километров к северу и к югу (Barth, Reitan, 1963; J. Michot, 1961; P. Michot, 1963, 1964). Юго-западная часть массива срезана береговой линией Северного моря. Парагнейсы, вмещающие аортозиты, слагают толщу около 2 км мощности (серия Гьёсталь норвежских геологов) и созданы за счет метаморфизма кварцевых песчаников, аркозов, а также глинистых и глинисто-карбонатных отложений. Возраст этой толщи докембрийский, но ближе не определенный. Породы серии Гьёсталь «приобрели облик глубинных гнейсов катазоны, в которых биотит обычно резорбирован безводными силикатами в процессе общего погружения» (P. Michot, 1964). Гнейсы смяты в очень сложные лежащие складки, морфология и процесс формирования которых описаны П. Мишо. Лежащие складки, осложненные надвигами, были созданы в две фазы. Простирание шарниров складок меридиональное и широтное. С процессом складкообразования связано начало внедрения комплекса интрузий Южного Ругаланна. Наиболее древним и в то же время наиболее глубинным в составе интрузивного комплекса является аортозитовый массив Эгерсунн-Огна, затем следует норитовая интрузия Лаксвелефельд-Кольдаль и, наконец, относительно наиболее молодой расчлененный массив Бьеркрем-Согндаль. Каждая из этих разновозрастных интрузий обладает специфическими особенностями состава и формы.

Самый древний и наиболее крупный массив Эгерсунн-Огна во всех сечениях гомогенен. Он имеет чисто аортозитовый состав (основной андезин); гиперстен присутствует только в качестве акцессорного минерала. Лишь в самой верхней (внешней) части массива происходит изменение состава, здесь появляются разгнейсованные грубозернистые лейконориты. Текстура пород массивная, зернистость средняя или крупная. Форма массива куполовидная. Мощность интрузивного тела по оси купола не менее 5 км. Редкие ксенолиты, обнаруженные в аортозитовом массиве, представляли исключительно основными породами, что приводит П. Мишо к выводу об отсутствии кислых пород внизу, под аортозитовым телом. Аортозитовый купол приподнял и прорвал гнейсовую оболочку, располагавшуюся непосредственно на «базальтовом» слое.

Относительно более молодой член интрузивного комплекса представлен пластинообразным телом норита Лаксвелефельд — Кольдаль, внедрившимся по поверхности срыва, возникшей на контакте аортозитового

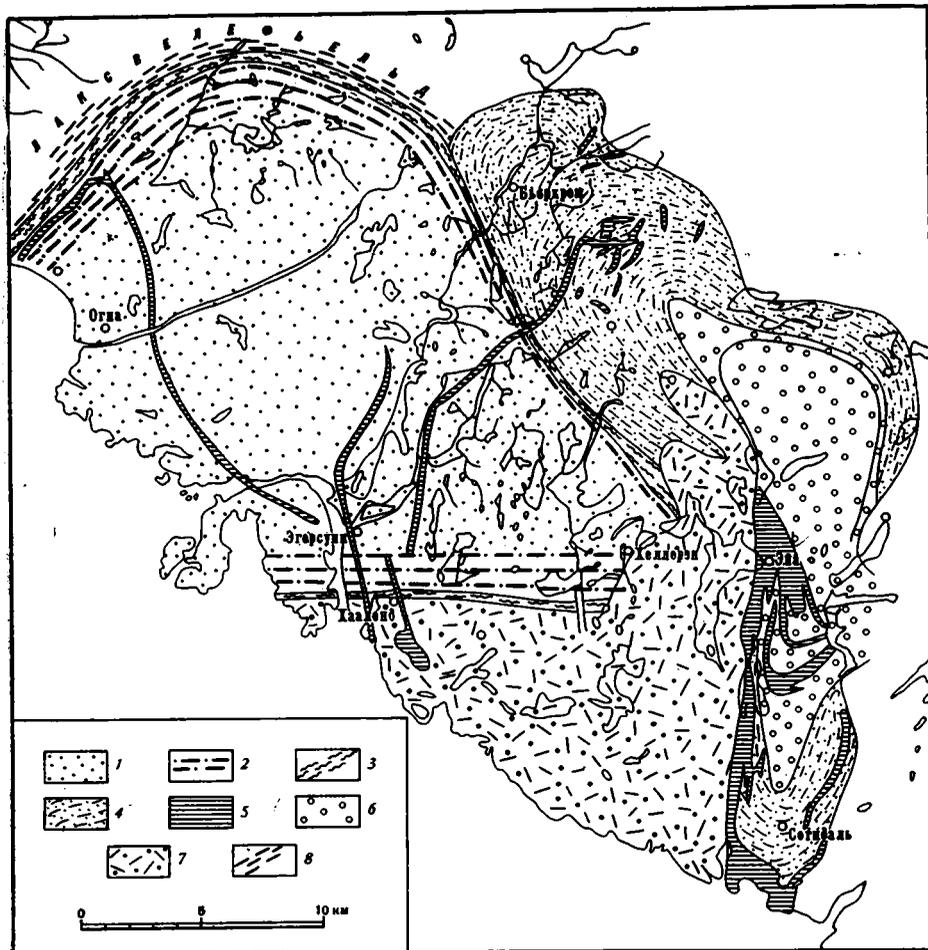


Рис. 1. Схема геологического строения интрузивного массива южного Ругаланна (Южная Норвегия), по П. Мишо (P. Michot, 1964):

1 — анортзитовый массив Эгерсунн-Огна, 2 — гнейсированные анортзиты и лейконориты по периферии массива, 3 — норитовая интрузия Лаксвельфельд-Кольдаль, 4 — расслоенная интрузия Беркрем — Согндаль, сложенная внизу анортзитами, затем лейконоритами и вверху монцоноритами, 5 — интрузия Эйа — Рекефиорд и синхроничные дайки, 6 — мангериты, 7 — массив Хааленд-Хеллерен, 8 — мигматизированные гнейсы

купола с гнейсовой оболочкой. Впоследствии норит подвергся интенсивной граукитондной мигматизации.

Наконец, самым молодым и наименее глубинным членом интрузивного комплекса является сложный лопслит Беркрем-Согндаль, слагающий восточную часть интрузивного поля Южного Ругаланна. В плане лопслит имеет синклинальную структуру длиной 40 км и максимальной шириной 10 км. Ось синклинали дугообразно изогнута с выпуклостью, обращенной на северо-восток. Синклиналь как бы опоясывает северную и восточную части древнего анортзитового купола Эгерсунн-Огна. В поперечном разрезе синклиналь асимметрична, ее восточное крыло или вертикально или опрокинута на запад. Одновременно с пластичной деформацией шла кристаллизация магмы, развивалась система разломов. По трещинам разломов в нижнюю, уже консолидированную, часть лопслита, равно как и в более древний массив Эгерсунн-Огна, проникала монцоноритовая магма. Особенно значительные разрывные нарушения лока-

лизованы в южной части лополита, где внедрялась мощная интрузия монцонорита Эйа — Рекефиорд.

Лополит Бьеркрем-Согндаль расслоен. Его «стратиграфия» снизу вверх определяется сменой «слоев» различного состава — анортозитов, лейконоритов, монцоноритов, мангеритов и, наконец, кварцевых мангеритов и кварцевых монцоноритов, слагающих внутреннюю, наиболее прогнутую сводовую часть синклинали. Мощность «слоев», измеряемая километрами, достигает максимума в осевой зоне и уменьшается к крыльям синклинали. Соответствующие цифры для нижнего «слоя» анортозитов и лейконоритов составляют 5 и 1—2 км. Внутри каждого мощного «слоя» выделяются хорошо выдержанные по простиранию и вкрест простирания более мелкие стратиграфические элементы, отличающиеся друг от друга деталями состава. Имеется, таким образом, ясное указание на прямую связь между прогибанием синклинали и выполнением ее продуктами кристаллизации.

Существенно, что первым минералом, выделившимся из расплава, был плагиоклаз. В лейконоритах и норитах нижнего «слоя» следы протоклаза ясно выражены только в плагиоклазовых кристаллах, тогда как гиперстен не деформирован и пойкилитически обволакивает трещиноватые или раздробленные индивидуумы плагиоклаза. Позже плагиоклаза несомненно шло также выделение ильменита и магнетита.

Аналогичные явления наблюдаются и в других частях расслоенного лополита Бьеркрем-Согндаль, что и дает П. Мишо право для выделения особого типа магмы — плагиоклазитовой, при остывании которой первым выделяется плагиоклаз, а ферромагнезиальные минералы кристаллизуются позднее, в отличие от порядка кристаллизации базальтовой магмы. Производными плагиоклазитовой магмы указанный исследователь считает весь сложный интрузивный комплекс Южного Ругаланна, представленный тремя последовательно внедрявшимися интрузиями анортозитов и генетически связанных с ними норитов и мангеритов. В том же районе Южной Норвегии присутствуют обширные зоны палингенных анортозитов (массив Хааленд-Хеллерен), ранее объединявшихся в одно целое с магматогенными доминирующими анортозитами.

Опираясь на итоги многолетних исследований, П. Мишо (P. Michot, 1964) считает, что анортозиты являются древнейшими магматогенными породами в данном районе Балтийского щита, что они локализованы в зоне контакта древних докембрийских седиментогенных образований и подстилающих пород «базальтового» слоя земной коры в тех местах, где «гранитный» слой отсутствует, где только что начинался процесс латерального наращивания континентов путем захвата новых участков базальтового ложа океанов. Анортозитовая магма является продуктом синтексиса пород базальтового ложа и древней осадочной толщи в глубинных условиях при высокой температуре.

К этому следует добавить, что сложная складчатость парагнейсовой серии, судя по карте, разрезам и блок-диаграммам П. Мишо, контрастирует с куполовидной структурой массива анортозитов Эгерсунн-Огна, по поверхности которой была сдернута осадочно-метаморфическая оболочка. Роль разломов в формировании структуры южной оконечности Балтийского щита была несомненно значительной.

Гранитоиды, представленные в Ругаланне воронкообразной интрузией фарсундитов (Barth, Reitan, 1963), а в соседних районах Конгсберг—Бамбле и Телемарк — гранитными диапирами, появились позже анортозитов. Радиометрический возраст гранитизации равен 0,8—1,1 млрд. лет. Возраст парагнейсовой серии, несомненно более древний, остается пока невыясненным с надлежащей точностью.

Б. Анортозиты восточной окраины Канадского щита

Восточная окраина Канадского щита является уникальной по мас-совому развитию крупных анортозитовых интрузий (рис. 2). Эти интрузии главным образом сосредоточены в провинции Гренвилль, сложенной докембрийской метаморфической серией того же наименования, и в провинции Западный Нейн на полуострове Лабрадор.

Общая площадь, занятая анортозитами, по подсчету Е. Кранка (Kranck, 1961) превышает 200 000 км². Отдельные интрузии, как, например, в окрестностях озера Св. Жана, занимают более 60 000 км². По распространенности анортозиты в этой части Северной Америки сопоставимы с гранитами многих областей развития докембрия.

Насколько можно судить по литературным данным, степень изученности анортозитовых интрузий, равно как и вмещающих пород, неоднородна. Наиболее известен район Адирондакских гор, расположенный на юге провинции Гренвилль на территории Соединенных Штатов Америки. В последние годы появились новые публикации, освещающие геологию и петрографию некоторых анортозитовых тел Канады.

Известные адирондакские анортозитовые интрузии слагают пластообразные, линзообразные

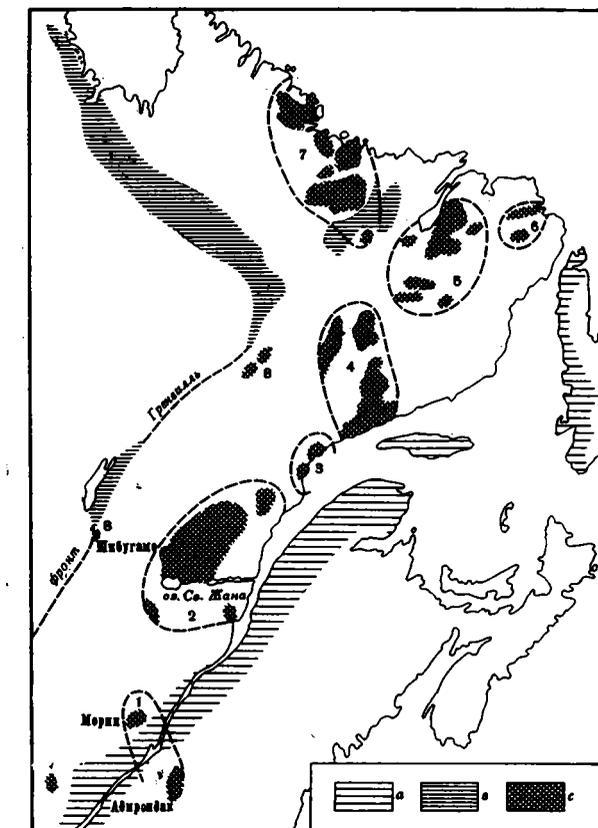


Рис. 2. Схема распространения анортозитов на восточной окраине Канады, по Е. Кранку (Kranck, 1961)

a — палеозой, *b* — протерозой, *c* — анортозиты; названия районов: 1 — Морин — Адирондак, 2 — оз. Св. Жана, 3 — Сет-Иль, 4 — р. Роумейн, 5 — горы Мили, 6 — Сквэр, 7 — Нейл, 8 — анортозиты западной окраины провинции Гренвилль

или воронкообразные тела в парапородах серии Гренвилль. Главное тело полого (20—30°) наклонено к северо-востоку. Собственно анортозиты развиты в юго-западной, т. е. нижней части плутона. Первичная полосчатость, блоки анортозита разной величины, линейные и флюидальные текстуры отчетливо выражены в краевых частях плутона. Линейные элементы полого наклонены к северу. Центральная часть плутона, как и в норвежской интрузии Эггерсунн-Огна, сложена массивными анортозитами. Есть указания на расширение полости плутона в процессе внедрения магмы. Как и на юге Норвегии, плагиоклаз анортозитов относится к андезин-лабрадоровому ряду, гиперстен, авгит, иногда оливин, играют подчиненную роль (менее 10% состава).

В Адирондаке анортозиты являются древнейшими интрузиями, а пространственно ассоциирующие с ними габбро, диориты, сиениты и, наконец, гранитоиды являются более поздними образованиями. Интрузии

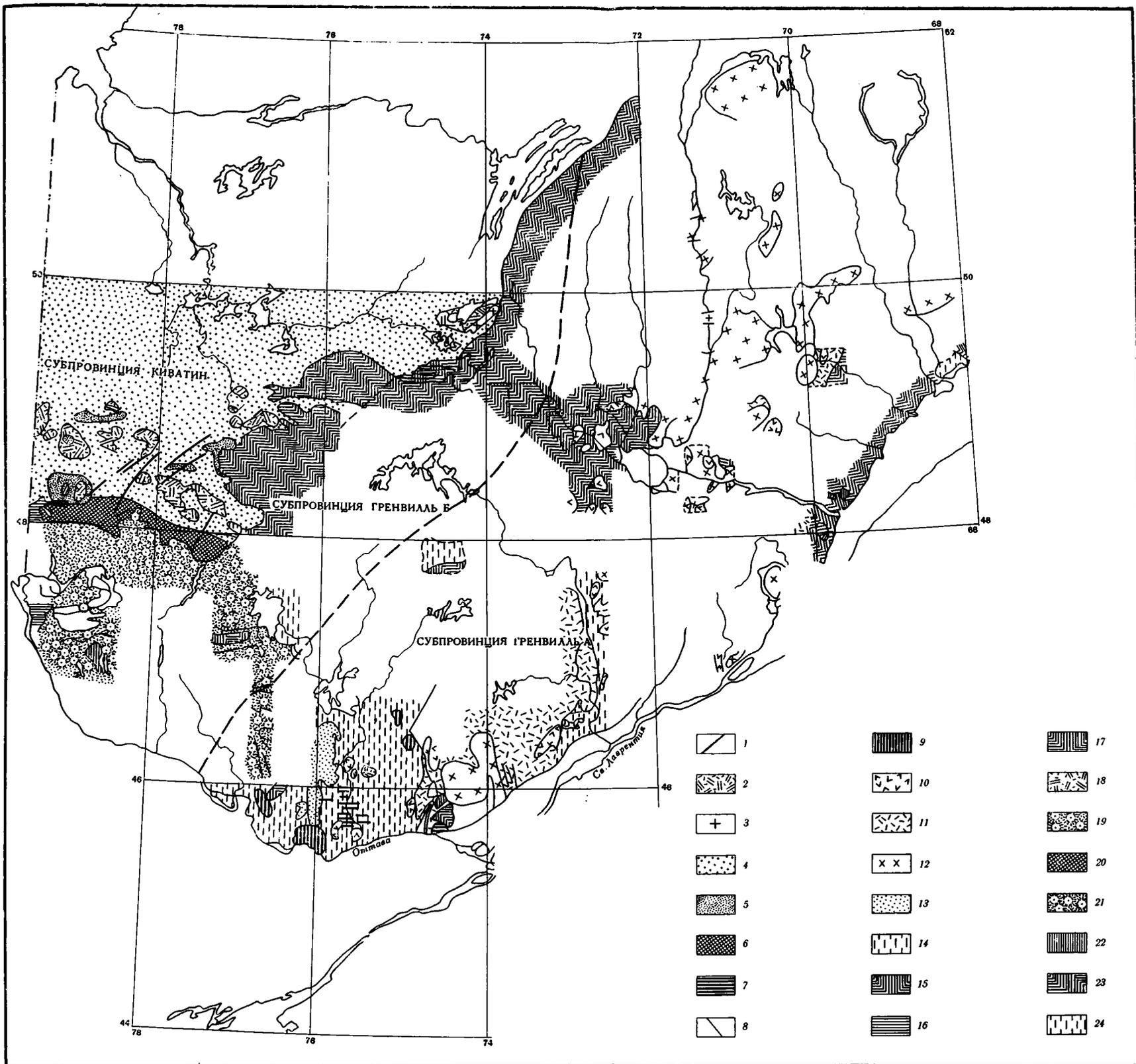


Рис. 3. Схема тектонического районирования провинции Гренвилль, по Ф. Осборну и М. Морину (Osborn, Morin, 1962)

субпровинция Киватин: 1 — диабазовые дайки, 2 — альбитовые граниты, 3 — анортозиты, 4 — лавы и осадочные породы; 5 — риолиты и пирокластиты, 6 — слюдяные сланцы, гранатые, ставролитовые и кианитовые кристаллические сланцы. Субпровинция Гренвилль А: 7 — сиениты Чатам-Гренвилль, 8 — диабазовые дайки, 9 — сиениты, 10 — розовые и зеленые массивные и гнейсированные граниты, 11 — зеленые (чарнокитовые) гранулитовые породы, 12 — анортозиты, габбро-анортозиты, 13 — известняки, 14 — кварциты, «ржавые» гнейсы, амфибол-пироксеновые, 15 — нерасчлененные гнейсы. Субпровинция Гренвилль Б: 16 — гуронские осадочные породы и диабазы, 17 — розовые калиевые гранито-гнейсы, 18 — альбитовые граниты, 19 — альбитовые и олигоклазовые граниты, 20 — слюдяные сланцы и гнейсы, 21 — серые биотитовые и низекционные гнейсы, 22 — кварциты, гранатые, ставролитовые и кианитовые гнейсы, 23 — нерасчлененные гнейсы, 24 — известняки гренвилльского типа, кварциты, «ржавые» гнейсы

анортозитов и более поздних габбро и сиенитов в Адирондаке происходили в тектонически спокойной обстановке — «интрузии типа плато», по Энгель (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1953). Региональная гранитизация, приведшая к формированию многочисленных гранитных куполов типа наблюдаемого в районе Банкрофт, деформация осадочной серии Гренвилль, сложная и неоднородная и по интенсивности, и с морфологической точки зрения, — все это падает на сравнительно позднюю орогению Гренвилль. Возраст этой орогении 1,2—0,8 млрд. лет, т. е. тот же, что и возраст гранитизации в Южной Норвегии. Седиментация серии Гренвилль во времени очень значительно оторвана от эпохи гренвилльской орогении и может быть предварительно датирована 2,3—2,6 млрд. лет (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1953; Kranck, 1961).

К северо-востоку от Адирондака в Канаде анортозитовые крупные тела разнообразной, часто куполовидной, иногда пластинчатой или воронкообразной формы, обычно демонстрируют отсутствие связи со структурной вмещающих их метаморфических пород, что особенно отчетливо отметил Е. Кранк (Kranck, 1961). Это отсутствие связи справедливо для всех анортозитовых массивов, приуроченных к области сравнительно молодой гренвилльской орогении, равно как и расположенных вне этой области на полуострове Лабрадор. В пределах провинции Гренвилль Ф. Осборн и М. Морин (Osborn, Morin, 1962) выделяют две зоны, названные ими Гренвилль А и Гренвилль Б. Последняя расположена на северо-западе провинции Гренвилль, непосредственно примыкая к провинции озера Верхнего и выклиниваясь в северо-восточном направлении (рис. 3).

Для зоны Б характерно развитие пород серии Гренвилль, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Здесь нет крупных автономных тел анортозитов, в разрезе серии отсутствуют мраморы и почти нет кварцитов. Главную роль играют биотитовые гнейсы, амфиболиты, слюдяные, гранатовые и дистеновые кристаллические сланцы. Выделяются также отдельные поля, по преимуществу широтного простирания, сложенные лавами и парапородами киватинского типа. Обильны гранито-гнейсовые купола гренвилльского возраста, обтекаемые складками, сформированными кристаллическими сланцами (рис. 4). Тектоника зоны Б сложная и неправильная. Выделяются древние широтные, частью меридиональные, складчатые формы, на которые наложены более молодые складки северо-восточного простирания. Преобладают разветвленные пучки складок, обтекающих гранито-гнейсовые купола и, возможно, древние жесткие блоки.

Любопытно, что в киватинских парагнейсах на территории древнейшего «ядра» Канадского щита на окраине провинции Верхнего озера близ так называемого «фронта Гренвилль» обнаружены валуны метаанортозитов. Эти метаанортозиты, видимо, являются древнейшими представителями магматических образований.

Зона А, слагающая большую часть провинции Гренвилль, насыщена анортозитами. Парапороды серии Гренвилль метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Кристаллические известняки и кварциты широко распространены в южной части зоны вместе с глиноземистыми гнейсами.

Карбонатные породы на юго-западе провинции Гренвилль представлены как кальцитовыми, так и доломитовыми мраморами, часто битуминозны. С ними ассоциируют ангидрит, гипс, галит, скопления метана, этана и азота. Кварциты, слагающие как отдельные прослои, так и целые горизонты, в ряде случаев первоначально представляли собой микрокристаллические силицилиты. Область распространения кварцитов шире, чем мраморов, исчезающих из разреза к северу от залива св. Лаврентия (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1953).



Рис. 4. Структура гранитных плутонов в районе Харви — Кардифф, по Д. Хьюитт (Hewitt, 1962)

1 — граниты, 2 — простирание сланцеватости, 3 — разломы (масштаб в милях)

Все исследователи подчеркивают очень хорошую отсортированность осадков серии Гренвилль. Многие члены ее разреза прослеживаются далеко по простиранию. А. и С. Энгель считают, что седиментация серии осуществлялась в условиях «вполне стабильного шельфа», в крупном морском бассейне с медленно прогибавшимся дном. Временами связь с океаном терялась, повышалась соленость воды, о чем свидетельствуют и значительная роль магнезиальных известняков, и присутствие в них прослоев и линз ангидрита, гипса и галита. Эвапоритовый морской бассейн протягивался на многие сотни километров с северо-запада (округ Банкрофт, Онтарио) на юго-восток (Нью-Джерси, США), т. е. был расположен под прямым углом к северо-восточному простиранию возникшей позже наложенной зоны гренвилльской орогении — явление необычное для геосинклинальных прогибов, в которых ориентировка складчатых

структур параллельна длинным осям-прогибов, на что мы уже обращали внимание в предшествующих работах (Павловский, 1958, 1962).

Интрузии анортозитов, широко развитые в Гренвилль А, достаточно древние, но, как отмечают Ф. Осборн и М. Морин (Osborn, Morin, 1962), в них изредка встречаются ксенолиты более древних гранито-гнейсов. Это существенное обстоятельство указывает, возможно, что канадские анортозиты несколько моложе адирондакских. С другой стороны, канадские анортозиты древнее чарнокитовой серии «зеленых пород». Внедрение анортозитов не было связано со складчатостью, а контролировалось «глубинной структурой» северо-восточного простирания. Упомянутые исследователи в полном согласии с более ранними высказываниями А. и С. Энгель (A. E. Engel, C. G. Engel, 1953) отмечают отсутствие ясно выраженных линейных складок в Гренвилль А. Они указывают, что в Квебеке наблюдаются обширные участки, где парапороды залегают очень полого. Подобные участки отделены друг от друга дежактивными зонами интенсивного смятия. Ф. Осборн и М. Морин сомневаются в том, что седиментация серии Гренвилль осуществлялась в геосинклинальных условиях. Наиболее вероятный возраст серии, по их мнению, — архейский. Допускается интересная возможность непосредственного залегания серии Гренвилль на первичной «базальтовой» коре.

Как видно на геологической карте Северной Америки 1965 г., на схеме Е. Кранка (см. рис. 2), анортозитовые тела в общем располагаются

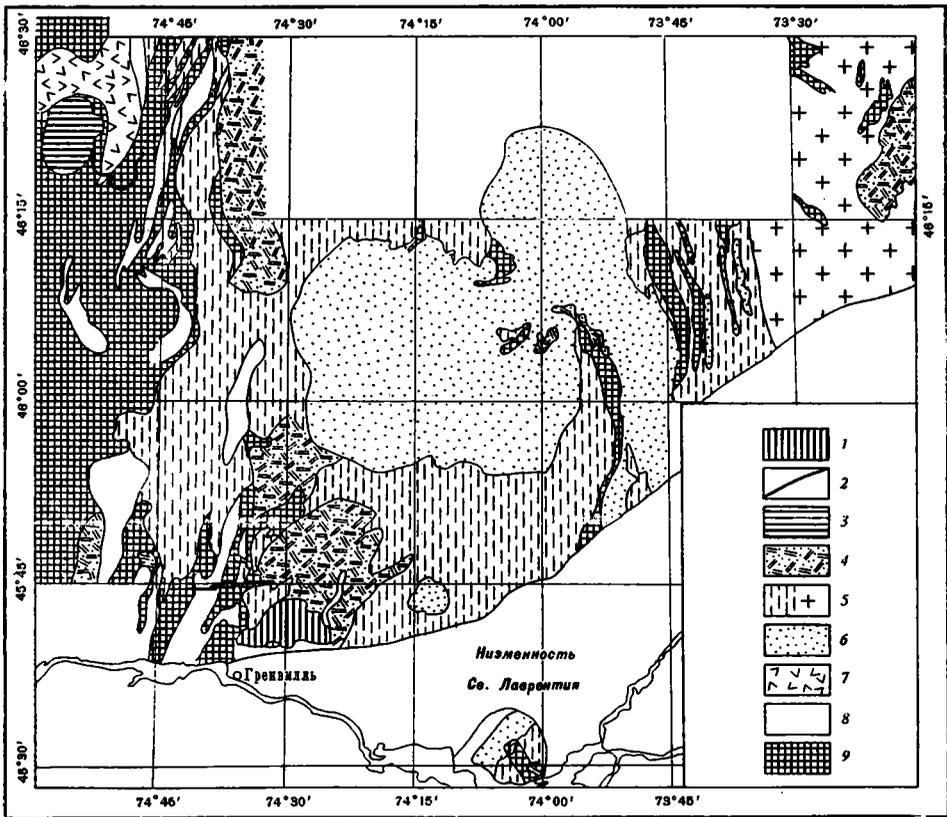


Рис. 5. Схематическая геологическая карта района анортозитовой интрузии Морин, по Ф. Осборну и М. Морину (Osborn, Morin, 1962)

1 — сиениты Чатам-Гренвилль, 2 — дайки диабазов, 3 — сиениты Лорангер, 4 — розовые и зеленые граниты массивные и гнейсированные, 5 — «зеленые» (чарнокитовые) породы, 6 — анортозиты, габбро-анортозиты, 7 — габбро, диориты и граниты Лакост, 8 — розовые гранито-гнейсы, 9 — известняки, кварциты, «ржавые» гнейсы, амфибол-пироксеновые гнейсы

четкообразно, слагая систему, вытянутую в северо-восточном направлении по простираению провинции Гренвилль. Поражает автономность контуров анортозитовых интрузий, их независимость от структуры вмещающих пород (рис. 3, 5). Поразительно также однообразие минерального состава анортозитов, состава главного порообразующего минерала — плагиоклаза (основной андезин-лабрадор), свежесть пород. С анортозитами Канады обычно связаны сопутствующие им продукты кристаллизационной дифференциации — нориты, мангериты, монцониты, кварцевые монцониты, иногда — адамеллиты. В одном случае, близ залива Пентекот, анортозиты ассоциируют с рапакививидными гранитами, не несущими, как и анортозиты, следов последующих наложенных деформаций. Некоторые анортозитовые массивы гомогенны (Морин, Перибонк), другие расслоены, особенно по периферии. Иногда наблюдаются структуры офитового типа. На контакте с вмещающими породами в некоторых случаях устанавливается присутствие зоны «закалки», представленной тонкозернистыми анортозитами (район р. Роумейн). Замечателен анортозитовый массив Мичикамо, расположенный вне провинции Гренвилль на полуострове Лабрадор (Emslie, 1965). Возраст этого массива (K—Ar метод) определен в 1400 млн. лет. Анортозиты слагают крупное расслоенное тело в парагнейсах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Анортозит и связанные с ним лейкогаббро и лейкотроктолит удивительно свежи, не несут никаких признаков метаморфизма, никаких вторичных изменений. По периферии воронкообразного тела развита зона закалки, сложенная оливинным базальтом. Эмсли, так же как и другие исследователи канадских анортозитов, подчеркивает очень спокойные условия кристаллизации. Судя по этим данным, остывание анортозитовых плутонов могло происходить в условиях даже сравнительно небольшой глубины, что хорошо вяжется с мыслями А. и С. Энгель (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1953) о принадлежности анортозитовых интрузий к образованиям «типа плато».

Стремясь понять причины массового появления крупных массивов анортозитов в докембрии на востоке Канады и отсутствие подобных явлений в других частях Канадского щита, Е. Кранк (Krank, 1961) выдвинул гипотезу о том, что в данном случае решающую роль играл фактор времени. Он подчеркнул, что развитие орогенного пояса провинции Гренвилль происходило, по-видимому, гораздо медленнее, чем в других орогенах, если учитывать промежуток времени между формированием геосинклинали и эпохой ее диастрофизма. По его предположению, седиментация в древней геосинклинали Гренвилль шла исключительно медленно, процессы химической дезинтеграции и экзогенной дифференциации были совершенными, что и обусловило появление карбонатных пород и чистого кремнезема (кварциты). Кварциты Гренвилль удивительно чистые, стекловатые: в первичном виде это были скорее всего силицилиты, а не обычные песчаники. Длительная спокойная седиментация благоприятствовала постепенному увеличению температуры по мере проседания геосинклинали и в конечном счете привела к созиданию магмы путем контаминации осадочных пород с базальтовым субстратом. Процесс кристаллизации магмы был длительным. Таким образом, по Кранку, время (длительность) как будто было важнейшим фактором, определившим позицию анортозитов Канады и вообще самый факт их появления. Внедрение анортозитов во времени и пространстве определяется исключительно медленным развитием древней геосинклинали, орогенения в которой проявилась лишь 1,4—1,8 млрд. лет тому назад.

Гипотеза Е. Кранка по многим отношениям уязвима. Прежде всего, встает вопрос о правомерности применения термина геосинклиналь к той восточной части Канадского щита, где в глубоком докембрии осуществлялась седиментация серии Гренвилль. Сравнительный анализ структур земной коры в раннем докембрии довольно уже давно (Павловский,

1962) привел нас к убеждению, что гренвилльский прогиб не относился к категории прогибов геосинклинального типа. Об этом свидетельствуют весьма специфичный «набор» формаций (в том числе эвапоритовой), слагающих разрез гренвилльской серии, а также несобычайная выдержанность (по площади) многих стратиграфических элементов этого разреза, подчеркнутая А. и С. Энгель (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1953), отсутствие в нем перерывов и несогласий, ничтожная роль эффузивов. Речь идет о седиментации, осуществлявшейся, как считают А. и С. Энгель в условиях «стабильного шельфа», а с нашей точки зрения, — в обстановке зоны перикратонных опусканий (Павловский, 1962). Внедрение анортозитовых интрузий в Канаде, как показывает их форма, соотношения с вмещающими породами, вещественный состав, текстурные особенности анортозитов, происходило в анорогенных условиях.

Возраст осадочной серии Гренвилль определяется разными авторами по-разному. Е. Кранк (Kranck, 1961), А и С. Энгель (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1953), Ф. Осборн и М. Морин (Osborn, Morin, 1962) склонны относить эту серию к архею (2,2—2,5 млрд. лет), тогда как Фемистер (Phemister, 1960), Термье (Termier H. et G., 1957) сопоставляют ее с гуроном. Возраст крупных анортозитовых интрузий, по К. Стоквеллу (Stockwell, 1964), — гудзонский (1640 млн. лет), возраст анортозита Мичикамо, по Р. Эмсли (Emslie, 1965), — 1400 млн. лет. Еще более молода так называемая орогения Гренвилль — около 1 млрд. лет (Stockwell, 1964, 1965). Что же создала гренвилльская орогения? Можно ли считать вместе с Е. Кранком, что эта орогения, пусть и очень сильно оторванная от эпохи седиментации серии Гренвилль, все же завершила развитие древней «геосинклинали»? Структура провинции Гренвилль, как мы видели, сложна, многообразна и не похожа на обычную линейную складчатость, развивающуюся в настоящих геосинклинальных прогибах. Линейные складки северо-восточного простирания особенно ясно выражены на юго-западе субпровинции Гренвилль «А». Оси складок секут под прямым углом контур древнего эвапоритового бассейна. Это интересная особенность, на которую давно обратили внимание А. и С. Энгель (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1953), указывает на отсутствие обычных пространственных связей между длинными осями геосинклинальных прогибов и простиранием шарниров складок конседиментационных и постседиментационных. В других участках гренвилльского «орогена», как уже отмечалось выше, линейные складчатые структуры не выражены, наблюдаются спокойные, открытые формы «структуры квазиплато» или господство округлых форм — куполов и чаш, тесным образом связанных с гранитными «диапир-плутонами».

Относительно древние анортозитовые массивы, видимо, реагировали на своеобразную гренвилльскую орогению как жесткие блоки и в значительной степени сохранили свой первичный облик. Об отсутствии обязательной пространственной и генетической связей анортозитов с гренвилльским «орогеном» ярко свидетельствует факт существования ряда крупных анортозитовых интрузий на северо-западе Лабрадора в провинции Нейн (Stockwell, 1964), в том числе интрузии Мичикамо, упоминавшейся выше.

Таким образом, обычная линия генетических связей между областью геосинклинальной седиментации и последующими событиями — складчатостью, интрузиями, которую, пытается, растянув лишь во времени, установить Е. Кранк для юго-востока Канадского щита, для данного конкретного случая является фиктивной. Простое введение фактора времени, предлагаемое Е. Кранком для объяснения событий, совершившихся в докембрии провинции Гренвилль, представляется неудачным.

Значение замечательного явления — значительного отрыва во времени складкообразования, гранитизации и метаморфизма от предшествующей седиментации, где бы и как бы она ни осуществлялась — в платформ-

менных или в геосинклинальных условиях, стало объектом внимания сравнительно недавно. Это обстоятельство впервые привлекло внимание при анализе каледонской структуры Северо-Западного нагорья Шотландии, оформившегося в конце докембрия в виде краевого поднятия древней платформы Эриа и в конце нижнего палеозоя, вовлеченного в интенсивный процесс складчатости (Павловский, 1958). Количество примеров явлений этого рода непрерывно возрастает, они стали привлекать широкое внимание, о чем свидетельствуют, в частности, интересные работы канадских исследователей (Stockwell, 1964, 1965).

С нашей точки зрения гренвилльский перикратонный прогиб, возникший в глубоком докембрии, вошел затем в состав структуры Канадского щита. Позже в его пределах в анорогенных условиях появились многочисленные интрузии анортозитов. Лишь в конце докембрия по истечении доброго миллиарда лет тектонического спокойствия область древнего перикратонного прогиба, в пределах которого в Канаде почти не сохранилось никаких следов послегренвилльской седиментации, стала ареной интенсивных деформаций, гранитизации и высокотемпературного метаморфизма. В этих условиях говорить об очень медленном развитии гренвилльской «геосинклинали» не приходится, равно как о роли длительности этого развития, способствовавшего появлению анортозитовых интрузий. Последние, кроме того, возникали, как мы видели, одновременно и на различной глубине, предваряли появление пород чарнокитовой серии. Об отсутствии связи интрузивов с зоной молодой «орогении» Гренвилль ярко свидетельствует факт существования целой группы анортозитовых тел на Лабрадоре вне упомянутой зоны.

В свете сказанного становится достаточно ясным, что представления Е. Крана не дают удовлетворительного объяснения тектонической позиции анортозитов Адирондака и Канады.

В. Анортозиты южной окраины Алданского щита

Присутствие анортозитовых интрузий на южной окраине Алданского щита на Олекмо-Каларском водоразделе впервые было установлено Е. С. Бобиным в 1930 г. Позже трудами В. Н. Мошкина и других исследователей были выявлены и другие очень крупные анортозитовые тела удлиненной формы, в частности в хребте Джугджур, приуроченные к зоне глубокого разлома, ограничивающего с юга Алданский щит. Далее к югу располагается зона протерозойской складчатости Станового хребта (рис. 6). Долгое время возраст всех анортозитовых тел считался протерозойским (Лебедев, 1953; Лебедев, Павлов, 1957; Мошкин, 1963; Мошкин, Зубков, Шиханов, 1961).

Каларский анортозитовый массив расположен на водоразделе рек Калара и Олекмы, распространяясь также несколько к востоку от меридиональной долины последней. Массив имеет удлиненную форму, в деталях довольно сложную, и вытянут почти широтно примерно на 120 км с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Площадь, занятая массивом, близка к 1800 км². С тектонической точки зрения анортозиты располагаются в пределах южной окраины Алданского щита. Южная граница щита определяется зоной субширотного грандиозного древнего разлома, являющегося одновременно и южной границей анортозитового массива. Этот разлом, диафориты и милониты которого недавно были объектом специального изучения (Кориковский, Казмин, 1964), отделяет Алданский щит от нижнепротерозойской Становой складчатой зоны, в пределах которой в данном районе анортозиты отсутствуют (рис. 9).

Состав и строение анортозитового массива сложные (Кориковский, Баженова, 1966). Преобладают массивные, крупнозернистые анхимономинеральные породы — лабрадориты (93—95% плагиоклаза, 5—7% ромбического и моноклинного пироксена, титаномагнетита и ильменита).

Подчиненное значение имеют олигоклазиты, андезиты и габбро-анортозиты, в которых содержание темноцветных минералов повышает-

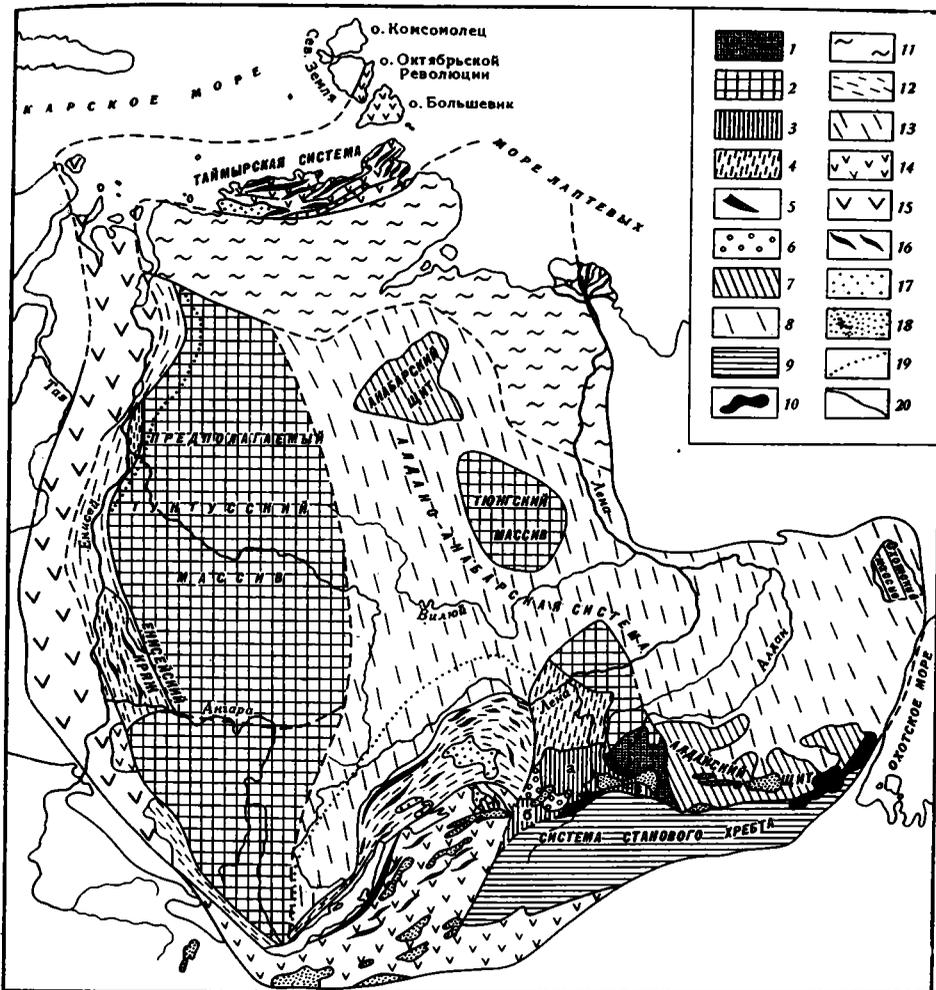


Рис. 6. Схема строения фундамента Сибирской платформы, по М. В. Муратову (1966)

1 — протоплатформа Тимптонского массива Алданского щита, 2 — то же, под осадочным чехлом и предполагаемые Тунгский и Тунгусский массивы, 3 — протоплатформа Чарско-Олекминского массива (а — Чарская глыба, б — Сюльбанско-Кондинская глыба, в — Курультино-Гонамская глыба), 4 — то же, под осадочным чехлом, 5 — протоплатформенные прогибы, 6 — Колдари-Удский протоплатформенный прогиб, 7 — Алданская и Анабарская складчатые системы, 8 — то же, под осадочным чехлом, 9 — система Станового хребта, 10 — массивы анортозитов, 11 — северный блок платформы, 12 — многоэпиклиналильные зоны Байкальской системы на поверхности, 13 — то же, под осадочным чехлом, 14 — эпигеосинклиналильные зоны Байкальской системы на поверхности, 15 — то же, под осадочным чехлом, 16 — главнейшие антиклинории в Байкальской системе, 17 — межгорные впадины байкалид, 18 — мезозойские и кайнозойские впадины на платформе, 19 — внешний контур краевых прогибов, 20 — разломы

ся до 25%. Существенно, что в составе массива участвуют мелкие тела более ранних, чем анортозиты, габброидов (габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты и др.), а также ультрабазитов (перидотиты). Имеются также ксенолиты, скиалиты и бесформенные участки архейских кристаллических сланцев и гнейсов.

Другими словами, в Каларском районе нет никаких признаков былого существования каких-либо кислых магматических пород гранитоидного ряда более древних, чем только что упомянутые базиты и ультрабазиты. Здесь уместно вспомнить, что аналогичное явление было отмечено и для анортозитов Эгерсуна на юге Норвегии, равно как и для Адирондакского массива, что и послужило основанием П. Мишо, А. и С. Энгель, А. Баддингтону считать анортозиты древнейшими магматическими поро-

дами, возникшими, по мысли П. Мишо, в зоне непосредственного контакта древней осадочной серии и «базальтового» слоя земной коры.

Породами, вмещающими Каларский анортзитовый массив, являются разнообразные кристаллические сланцы и гнейсы, входящие в состав самой нижней, иенгрской серии архея Алданского щита. Здесь широко распространены породы гранулитовой фации — двупироксеновые, гиперстен-плагноклазовые сланцы, амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы с гиперстеном, гранатовые сланцы с дистеном и кордиеритом, прослой кварцитов и амфиболитов, возраст метаморфизма которых оценивается в 2,3—2,4 млрд. лет (Судовиков, Неелов, 1961). Восточнее и севернее, в области верхнего течения р. Алдан, в составе нижней части разреза иенгрской серии, именуемой верхнеалданской свитой (Кицул, Зеденизов, Лазебник, 1966), главную роль играет чередование кварцитов, высокоглиноземистых пород и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцев, сохранившиеся в виде реликтов среди реоморфизованных гранито-гнейсов. В более восточных частях южной окраины Алданского щита, в верховьях р. Тимптон В. Г. Ветлужских, В. А. Кудрявцев и Н. А. Соколов (1966) выделяют в самых низах разреза архея Алданского щита курультино-гонамский комплекс, возраст которого определяется большими цифрами (от 4520 млн. лет до 3400—2590 млн. лет по К—Аг методу) и который В. А. Кудрявцев считает самым древним. Упомянутый комплекс состоит из двух серий. Нижняя (кабактинская) серия сложена меланократовыми породами гранулитовой фации, представляющими метаморфические производные по базальтам. Видимая мощность ее оценивается в 3—3,4 км. Верхняя серия (зверевская), детально расчлененная на свиты, подсвиты и пачки слоев, нередко отличающихся хорошей фациальной выдержанностью, составлена по преимуществу седиментогенными образованиями: гиперстенсодержащими плагногнейсами, амфиболитами, двупироксеновыми кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов. Мощность зверевской серии оценивается в 10—12 км.

В том же районе верхнего течения р. Тимптон давно известны дистенкорундовые породы, сочетающиеся с силлиманитовыми, кордиеритовыми и другими высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами, входящими в состав нижней части разреза архея Алданского щита. Чайнытское месторождение корунда было объектом специального изучения (Озеров, Быховер, 1936).

Необычное сочетание кварцитов с высокоглиноземистыми породами, давно установленное Д. С. Коржинским (1939), привлекло внимание исследователей. Н. В. Фроловой (1950, 1951, 1962; Frolova, 1962) на основании расчетов была высказана мысль о том, что седиментогенные породы алданского архея были образованы за счет продуктов размыва основных пород базальтового состава — первичной базальтовой коры нашей планеты. Позже справедливость этой интересной идеи была под-

Рис. 7. Структурно-геологическая карта северо-западной части Курунг — Хоонкинской синклинальной структуры, по Р. И. Гришкяну (1966)

Верхнеалданская свита: 1 — гиперстенсодержащие сланцы, 2а — высокоглиноземистые породы, 2б — гранито-гнейсы. Федоровская свита: 3 — медведовский маркирующий горизонт, 4 — любкакайский горизонт, 5 — леглиерский маркирующий горизонт, 6 — нижний подгоризонт кербианского горизонта, 7 — средние маркирующие пачки кербианского горизонта, 8 — верхний подгоризонт кербианского горизонта, 9 — границы нормального стратиграфического залегания, 10 — предполагаемые границы между различными по составу породами, 11 — гранито-гнейсовые массивы, 12 — линии разрезов. Структурные элементы: 13 — простирание полосчатости, выявленное на аэрофотоснимках и проверенное наземными работами, 14 — полосчатость наклонная, 15 — то же, вертикальная, 16 — то же, запрокинутая, 17 — то же, горизонтальная, 18 — оси антиклинальных перегибов (структур второго порядка), 19 — шарниры различных по величине малых поперечных и косоперечных к общему простиранию складок (заостроение указывает направление погружения шарнира), 20 — оси различных по величине малых продольных и косопроходных к общему простиранию складок, 21а — мелкие складки с осевыми поверхностями, запрокинутыми к восстанию толщ, 21б — то же, в сторону погружения толщ, 22 — мелкие лежащие складки и структуры течения, 23 — направление максимального растяжения при будинаже, 24а — минерализованная линейность первого периода диастрофизма, 24б — то же, второго периода диастрофизма, 25а — желобчатость наклонная, 25б — то же, горизонтальная

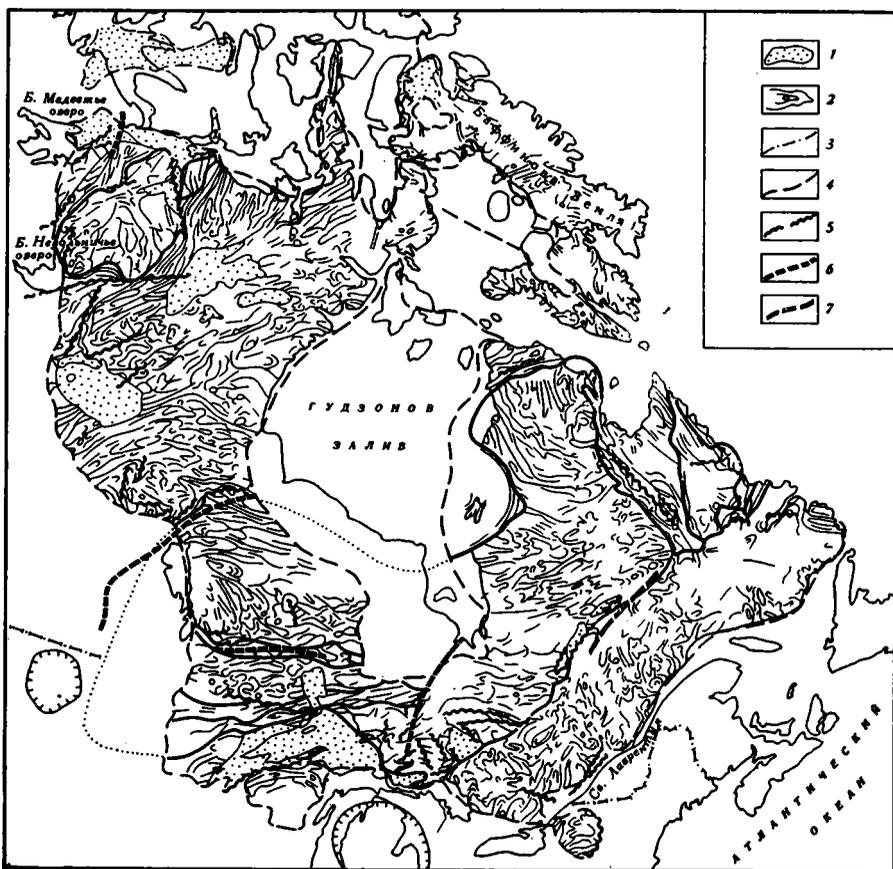


Рис. 8. Простирации структур в пределах Канадского щита, по К. Х. Стоквеллу (Stockwell, 1966):

1 — платформенный чехол не затронутых или слабо затронутых складчатостью докембрийских пород различного возраста, 2 — простирации гнейсовидности, напластования и высоких магнитных аномалий, 3 — границы орогенов на поверхности или под чехлом отложений фанерозоя, 4 — границы Канадского щита, 5 — разломы, видимые на поверхности или под чехлом фанерозойских образований, 6 — высокие значения аномалий силы тяжести, 7 — низкие значения аномалий силы тяжести, 8 — «пояс» р. Инглиш, 9 — «пояс» Кэтико

тверждена А. Б. Роновым (1964). Хомогенные кварциты и связанные с ними высокоглиноземистые породы, по мнению Н. А. Фроловой, представляют собой гидрохимические образования, возникшие закономерно в процессе осадочной дифференциации продуктов разрушения базальтового ложа древнейшего бассейна седиментации. В последние годы аналогичные или близкие выводы намечены в работах Е. И. Лавренко и Е. М. Лазько (1962), В. И. Кицула, А. Н. Зедгенизова и К. А. Лазебника (1966) и др. Курультино-гонамский комплекс кристаллических сланцев основного состава, выделенный В. А. Кудрявцевым, можно рассматривать как базальтовый субстрат, выведенный на поверхность.

Тектоника архейского комплекса Алданского щита, вначале представлявшаяся в виде сравнительно простой системы крупных линейных складок северо-западного простираения, в настоящее время трактуется иначе. В пределах древнейшего ядра Алданского щита, сложенного археидами, выделяют (Максимов, Угрюмов, 1966) две структурные зоны — западную (Алдано-Тимптонскую) и восточную (Тимптоно-Учурскую). Первая сложена кристаллическими сланцами нижней, иенгской серии архея, а вторая — глубоко метаморфизованными парапородами вышележащих архейских серий — тимптонской и джелтулинской. Возможно, что иенгская серия отделена от тимптонской перерывом и несогласием.

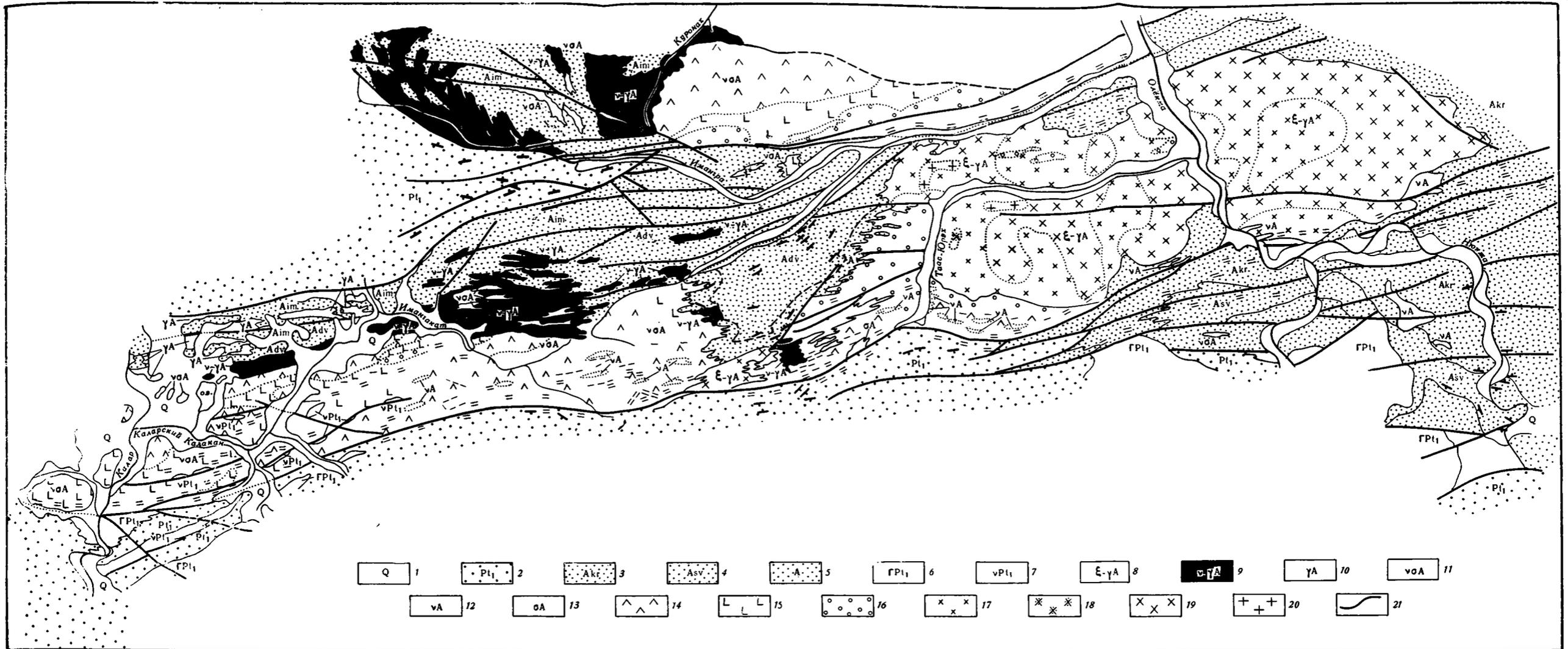


Рис. 9. Схема геологического строения Каларского массива анортозитов, по Г. Н. Баженовой (1960)

1 — четвертичные отложения, 2 — нижнепротерозойские отложения нерасчлененные, 3—5 — архейские кристаллические сланцы и гнейсы (гранулитовая фация метаморфизма), 6 — нижнепротерозойские гранитоиды, 7 — нижнепротерозойские габбро, амфиболиты, 8 — сие-ниты, микроклиниты с гранатом, граниты, граносиениты, 9 — чарнокиты, гранодиориты с гиперстеном, 10 — граниты, гранодиориты амфиболовые и биотитовые, 11 — анортозиты, 12 — габбро, амфиболиты, габбро-анортозиты, 13 — перидотиты, 14 — лабрадориты, 15 — андезиты, 16 — олигоклазиты, 17 — сиениты, 18 — гранатовые сиениты, 19 — микроклиниты, 20 — граниты и граносиениты, 21 — зоны разломов

Этот интересный вопрос обсуждается в последние годы весьма живо.

Для Тимптоно-Учурской (восточной) зоны в общем сохраняется прежняя характеристика ее структуры, определяемой существованием крупных линейных складок доминирующего северо-западного простирания. Система линейных складок изогнута в плане в виде пологой дуги, выпуклость которой обращена на юго-запад. Восточной (Алдано-Тимптонской) зоне присущ совсем иной стиль тектоники. Здесь доминируют округлые и овальные в плане куполовидные и чашеобразные структуры различных размеров, лишенные определенной общей ориентировки. Ядра куполов сложены по преимуществу гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами. Куполовидные структуры обтекаются системами сложных, часто сильно сжатых складок, сформированных кристаллическими сланцами иенгрской серии (рис. 7).

В общем, структуры, наблюдаемые в восточной зоне архейского ядра Алданского щита, относятся к категории архаичных сооружений, характерных для ранних стадий развития земной коры (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963). То же можно сказать и о стиле тектоники провинции Гренвилль Канады, о чем говорилось выше. Для Алдано-Тимптонской зоны Алданского щита, как и для провинции Гренвилль, характерно повышенное резко меняющееся магнитное поле мозаичного строения, как это видно даже после беглого сопоставления соответствующих схематических карт Р. А. Гафарова (1965) и К. Стоквелла (Stockwell, 1965) (см. рис. 8).

Возвратимся теперь к Каларской интрузии анортозитов на южной окраине Алданского щита. Эта интрузия создала, как это показали С. П. Кориковский и Г. Н. Баженова (1966), мощный (шириной 1—2 км) ореол метасоматической анортозитизации вмещающих пород. Они освещаются, в них появляются порфиробласты лабрадора или основного андезита с замещением пироксенов. По мере приближения к интрузии степень анортозитизации усиливается, вмещающие породы постепенно переходят в массивные крупнозернистые анортозиты (рис. 9).

Следует иметь в виду, что и анортозиты и вмещающие их кристаллические сланцы иенгрской серии алданского архея затронуты явлениями последующей гранитизации. В качестве «передового фронта» этого процесса образуются (Кориковский, Баженова, 1966) породы чарнокитового ряда от почти бескварцевых чарнокит-сиенитов до богатых кварцем плагио-чарнокитов с содержанием калиевого полевого шпата 5—8%. Таким образом, внедрение каларских анортозитов происходило до архейской гранитизации (ее возраст 2,3—2,4 млрд. лет, как отмечалось выше), что свидетельствует об архейском возрасте анортозитов. С. П. Кориковский и Г. Н. Баженова считают, что ассоциация анортозитов и чарнокитов в данном случае, так же как и в Адирондаке, на Мадагаскаре, в Подолии, не является комагматической, что «гранитизация (и чарнокитизация) может проявляться гораздо позже внедрения анортозитов, являясь процессом, резко оторванным во времени и генетически с ним не связанным» (1966, стр. 450).

К югу от зоны большого разлома, ограничивающего с юга Алданский щит и одновременно интрузию каларских анортозитов, в области более молодой «становой орогении» (2,2—2,13 млрд. лет) нет ни анортозитов, ни явлений анортозитизации. Таким образом, возраст каларских анортозитов, их соотношения с архейскими образованиями, их тектоническая позиция в настоящее время определяются с достаточной отчетливостью.

Относительно небольшой лакколлит габброидных пород, так называемый Чинейский массив, ранее включавшийся (Кориковский, Баженова, 1966) в единую зону древних основных интрузий на окраине Алданского щита, расположен к западу от Каларского анортозитового массива. Чинейский плутон прорывает удоканскую серию нижнего протерозоя. Анор-

тозиты играют подчиненную роль в строении расслоенного габбрового массива. Явления аноксидизации во вмещающих породах отсутствуют. Чинейский массив, следовательно, и по возрасту, и по составу слагающих его пород, равно как и по соотношению с вмещающими толщами, не имеет общих черт с Каларским массивом. Тектоническая позиция Чинейского плутона тоже иная. Он расположен внутри Алданского щита в пределах нижнепротерозойского прогиба на древней эпиархейской платформе (Лейтес, 1965).

К востоку от древнего Каларского массива на простирании зоны глыбинного разлома, ограничивающего Алданский щит с юга, располагается громадный Джугджурский аноксидитовый массив, изучавшийся А. А. Леонтовичем и Н. А. Раковым (1948), А. П. Лебедевым, Н. В. Павловым (1957), В. Н. Мошкиным (1961, 1963) и другими исследователями, среди которых необходимо упомянуть А. М. Ленникова (1961). Кроме Главного массива, площадью около 10 000 км², имеются менее крупные тела аноксидитов и габбро-аноксидитов, размещенных по преимуществу к югу от окраинного разлома в пределах зоны нижнепротерозойской «становой» орогении. Главный массив, ограниченный с юго-востока разломом, располагается в поле развития архейских основных кристаллических сланцев, пироксеносодержащих плагиогнейсов и гранатовых плагиогнейсов (гранулитовая фация метаморфизма), а также протерозойских амфиболитов, ультраабазитов и амфиболовых гнейсов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Поле мезозойских эффузивов

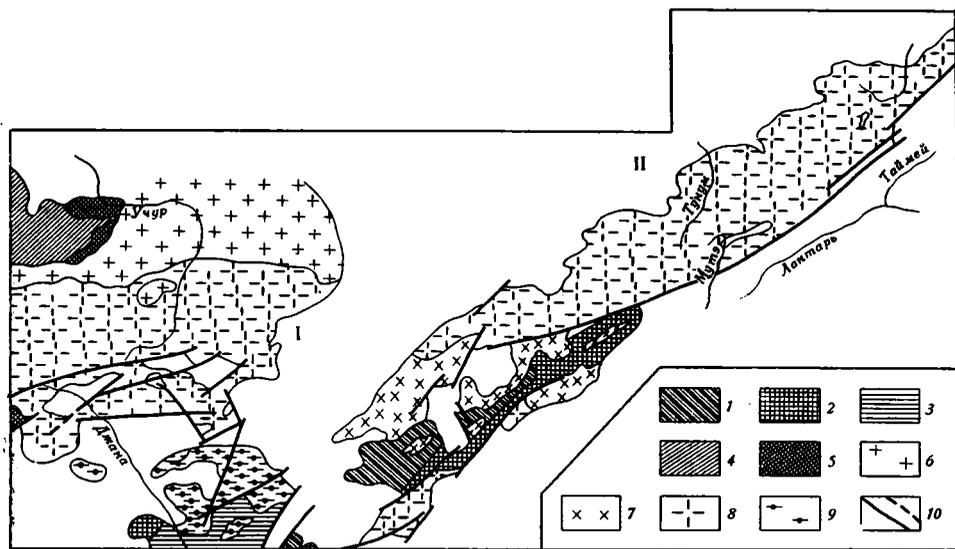


Рис. 10. Схема района развития джугджурских аноксидитов, по А. М. Ленникову (1961)

1—3 — метаморфические породы станового комплекса, нижнепротерозойские, 4 — метаморфические породы желтулинской серии архея, 5 — то же, тимптонской серии архея, 6 — синийские гранитоиды, 7 — древнестановые гранитоиды, 8 — аноксидиты, 9 — основные и ультраосновные породы м.й.-ско-джаннинского комплекса, 10 — разломы. I — северо-восточная оконечность геранской части массива аноксидитов, II — лантарская часть массива аноксидитов. Белое поле — палео-, мезо- и кайнозойские образования

разделяет массив на две части — геранскую (юго-западную) и лантарскую (северо-восточную). Форма аноксидитовой интрузии — расслоенное моноклинальное пластообразное или линзовидное тело, в общем конкордантное с вмещающим метаморфическим комплексом, вытянутое на северо-восток. Поверхности первичной полосчатости массива простираются на северо-восток и наклонены на северо-запад под углом 30—80°. Полосчатые и линейные текстуры полого погружаются на юго-запад (5—

15°). Любопытно, что зона разлома, окаймляющего массив с юга и юго-востока, наклонена в ту же сторону, что и анортозитовое тело. Плоскость сместителя падает на север и северо-запад под углом 35—65°. В зоне разлома, так же как это наблюдалось и на окраине Каларского массива, и анортозиты, и вмещающие их породы рассланцованы и милонитизированы (рис. 10).

В лежащем боку массива анхимономинеральные анортозиты занимают подчиненное положение среди пироксеновых (гиперстен и авгит) анортозитов. Здесь присутствуют ксенолиты протерозойских амфиболитов и амфиболовых гнейсов.

В всячем боку геранской части массива анхимономинеральные анортозиты развиты в большей степени. Присутствуют тела более меланократовых габброидов, отмечены ксенолиты архейских пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов. Плаггиоклаз анортозитов представлен лабрадором или андезином (№№ 44—67). В пироксеновых анортозитах геранской части массива плаггиоклаз более кислый (№№ 33—53). Темноцветные минералы представлены гиперстеном, авгитом, оливином. Среди рудных компонентов, сконцентрированных в телах меланократовых габброидов и пироксенитов, присутствуют ферриильменит, титаномагнитит и пирротин.

Краевые зоны массива, в отличие от его внутренних частей, сложены относительно мелкозернистыми породами, обогащенными темноцветными минералами (габбро-нориты, нориты). Для этих пород характерна субофитовая и офитовая структуры и, нередко, трахитоидная текстура. Основность плаггиоклазов возрастает, а железистость темноцветных минералов убывает от апикальных к глубинным частям массива. В полосчатых пироксеновых анортозитах наблюдается ритмичная перемежаемость лейко- и меланократовых полос, лежащий бок которых обычно обогащен темноцветными минералами — факт, свидетельствующий о гравитационной дифференциации во время кристаллизации расплава. А. М. Ленников (1961) считает, что джугджурские анортозиты магматического происхождения, что их кристаллизация происходила из габбро-анортозитового расплава, обладавшего высокой температурой (1250°С) и поднимавшегося по зоне разлома.

Возраст джугджурских анортозитов оценивался по-разному в широких пределах от архея до палеозоя включительно. В последнее время, однако, В. Н. Мошкин (1961) считает, что анортозитовая интрузия синтетектоническая, что она связана с ранними этапами нижнепротерозойской складчатости Станового хребта. Основанием для этого вывода служат следующие наблюдения: анортозитизация как архейских вмещающих пород, так и нижнепротерозойских габбро-амфиболитов; присутствие ксенолитов нижнепротерозойских гнейсов и амфиболитов в анортозитах; прорыв анортозитов Главного массива нижнепротерозойскими (древнестановыми) гранитоидами.

Признавая убедительность аргументации В. Н. Мошкина, можно считать, что так же, как и на восточной окраине Канадского щита, вдоль южного и юго-восточного края Алданского щита анортозитовые интрузии возникали по крайней мере дважды в течение раннего докембрия. В отличие от Канады, на окраине Алданского щита несомненна прямая связь анортозитовых интрузий с длительно развивавшейся зоной глубокого регионального разлома.

Былое распространение анортозитов на восточном крае Алданского щита было, по-видимому, еще большим, чем представлено на существующих геологических картах. Об этом свидетельствуют интересные наблюдения Г. А. Гринберга (1967), обнаружившего крупные ксенолиты древних докембрийских анортозитов в мезозойских гранитоидах восточной окраины Охотского массива (см. рис. 6).

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из основных затруднений, возникающих при интерпретации генезиса анортозитов, является обычная ассоциация их с пироксеносодержащими глубинными породами — чарнокитами, пироксеновыми сиенитами и габбро-норитами. Именно на этой основе возникло представление об анортозитово-чарнокитовом семействе магматогенных пород, созданное трудами Т. Барта, Р. Боуэна и других. Однако исследования А. Буддингтона (Buddington, 1939) в Адирондаке позволили ему высказать предположение о независимом происхождении анортозитов, об отсутствии комагматических связей их с чарнокитами, оливниновыми габбро и сиенитами. К аналогичному выводу пришли Ж. Буланже (Boulangier, 1959), изучавший анортозиты Мадагаскара, С. П. Кориковский и Г. Н. Баженова (1966), исследовавшие анортозиты Каларского массива в Восточной Сибири, канадские геологи, работающие на востоке Канадского щита (Osborn, Morin, 1962).

Анализ позиции крупных анортозитовых (андезиновых и лабрадорových) интрузий на востоке Сибири, на юге Норвегии и востоке Канады дает возможность подметить ряд общих черт, позволяющих, в свою очередь, понять вероятные причины сравнительно малой распространенности анортозитов. Эти общие черты следующие.

1. Во всех указанных областях земного шара некоторые крупные анортозитовые интрузии являются самыми древними магматогенными образованиями (интрузии Калара, Эгерсунн — Огна, вероятно, Адирондака).

2. Эти интрузии возникают, по-видимому, в зоне непосредственного контакта древнейших осадочных серий с подстилающим «базальтовым» слоем земной коры, как об этом можно судить по исследованиям Н. В. Фроловой (1950, 1951, 1962; Frolova, 1962), А. Б. Ронова (1964), П. Мишо (P. Michot, 1964) и многих других.

3. Условия седиментации древнейших осадочных серий (ингрской серии Алданского щита, серии Гренвилль Канады), судя по работам Н. В. Фроловой (1950, 1951, 1962; Frolova, 1962), А. и С. Энгель (A. E. Engel, C. G. Engel, 1953), обнаруживают ряд сходных черт и были весьма специфичными. По Н. В. Фроловой, в упомянутых древнейших бассейнах отлагались продукты разложения пород базальтового субстрата. Пространственное распределение фаций подчинялось закономерностям, присущим химической осадочной дифференциации, чем, в частности, объясняется необычная ассоциация хемогенных кварцитов и высокоглиноземистых кристаллических сланцев, на существование которой в составе ингрской серии давно обратил внимание Д. С. Коржинский (1939).

Пространственная связь широкого распространения крупных тел анортозитов с областями специфической древней седиментации вряд ли носит случайный характер.

Интересные гипотезы о существовании глобальной плагиоклазитовой магмы, о ее возникновении путем ассимиляции габброидной магмой осадочных пород пелитового и аркозового состава, высказанные П. Мишо (P. Michot, 1964), возбуждают сомнение, ибо в этом случае анортозитовые интрузии были бы распространены гораздо шире, чем это наблюдается на самом деле. Вместе с тем локальный процесс подобного рода мог бы создать плагиоклазитовую магму при взаимодействии габбро или базальта с высокоглиноземистыми породами, известными в нижней части разреза алданского архея. На основе предлагаемых суженных условий возникновения плагиоклазитовой магмы, возможность которых, разумеется, нуждается в экспериментальной проверке, в сочетании с локальными и эпизодическими проявляющимися температурными максимумами можно было бы объяснить сравнительно редкое распространение крупных «автономных» анортозитовых тел.

О былом существовании локальных температурных максимумов, возникавших эпизодически даже в сравнительно недавнее время — в неогейкуме, свидетельствует, например, термальное «дыхание» гнейсового субстрата в виде «эффекта цоколя», установленного М. Фонтелем и Ж. Гитаром¹ в герцинской осевой зоне Пиренеев. Явления подобного рода, наблюдаемые и в настоящее время, тем более вероятны в акцентированном виде для докембрия — времени гораздо более крутого геотермического градиента.

Анортозитовые интрузии больших размеров появлялись в течение докембрия по крайней мере дважды — в архее (более 2,4 млрд. лет назад) и в протерозое (1,8—1,4 млрд. лет), но основным источником локально возникавшей плагиоклазитовой магмы, по-видимому, был одним: линзы выскоглиноземистых пород, развитых местами в основании разреза древнейших протогейсинклиналильных или протоплатформенных хорошо дифференцированных осадочных серий, непосредственно располагавшихся на базитовом фундаменте, на поверхности «зеленокаменных ядер» континентов. На больших глубинах при соответствующем подъеме температуры (1250—1400°) мог начать развиваться процесс синтексиса основного субстрата и нижней порции древнейшей осадочной серии с последующим выжиманием гибридного анортозитового расплава вверх в зонах проницаемости. С этих позиций объяснима и сравнительно редкая распространенность крупных «автономных» анортозитовых массивов и их приуроченность к глубокому докембрию, к шовным структурам, рассекающим первичные континентальные блоки или ограничивающим их.

Некоторые массивы являются синкинематическими, большинство же их анорогенны.

Плагиоклазитовая магма, возникавшая локально, исчерпала свои ресурсы в течение докембрия. Это явление служит лишним доказательством необратимости развития земной коры.

Литература

- Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
- Баженова Г. Н. К вопросу об образовании анортозитов Каларского массива. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., нов. сер., вып. 6, т. 35, 1960.
- Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея верхнего течения р. Тимптон. В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1965.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.
- Гринберг Г. А. Строение фундамента и некоторые вопросы строения и развития Охотского массива. Изд-во «Наука», 1967.
- Гришкян Р. И. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур района междуречья Тас-Хонку и Курунг-Хонку (центральная часть Алданского щита). В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966.
- Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.
- Кицул В. И., Зедгенизов А. Н., Лазебник К. А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты иенгурской серии Алданского щита. В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966.
- Коржинский Д. С. Стратиграфия докембрия Алданской плиты и хребта Станового. В кн. «Стратиграфия СССР». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1939.

¹ Fonteilles M. et Guitard G. «L'effect de Socle» dans le metamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss de Pyrénées. C. r. Acad. sci., Paris, t. 258, 1964. См. также Павловский Е. В. Новое о тектонике Пиренеев. Геотектоника, № 5, 1965.

- Кориковский С. П., Казмин Ю. Б. Диафориты и милониты зоны Станового глубинного разлома. В кн. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского шита». Изд-во «Наука», 1964.
- Кориковский С. П., Баженова Г. Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. Докл. АН СССР, т. 166, № 2, 1966.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Лавренко Е. И., Лазько Е. М. О кварцитах негрской серии Алданского шита. В кн. «Геология и петрология докембрия». Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1962.
- Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 148, сер. петрогр., № 44, 1953.
- Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. Тр. ИГЕМ, АН СССР, вып. 15, 1957.
- Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 30, 1962.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Т. I—III. Изд-во АН СССР, 1949—1952.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Тр. ГИН АН СССР, вып. 122, 1965.
- Ленников А. М. Включения габброидов и метаморфических пород в анортозитах Геранского массива на Джугджуре. В кн. «Тезисы докладов IV научной конференции молодых специалистов ДВ филиала СО АН СССР», Владивосток, 1961.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского шита. В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского шита». Изд-во «Наука», 1966.
- Мошкин В. Н., Зубков В. Ф., Шиханов В. В. Новые данные о возрасте джугджурских анортозитов. Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961.
- Мошкин В. Н. Восточная часть хребта Станового и хребет Джугджур. В кн. «Стратиграфия СССР, Нижний докембрий», полутом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и истории их формирования. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3, 1966.
- Озеров К. Н., Быховер Н. А. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимптонского района Якутской АССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 82, 1936.
- Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии и роль глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 7, 1958.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн. «Геология и петрология докембрия». Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Полевинкина Ю. Ир. К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океанов и атмосферы. Геохимия, № 8, 1964.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте станового комплекса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли. Природа, № 9, 1950.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутского ун-та, т. 5, сер. геол., вып. 2, 1951.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. В кн. «Геология и петрология докембрия». Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1962.
- Balk R. Structural geology of the Adirondack anorthosites. Mineral. und petrogr. Mitt., v. 41, 1931.
- Barth T. W., Reitan P. H. The Precambrian of Norway. In «Precambrian», v. 1, Intersc. Publish, 1963.
- Boulangier J. Les anorthosites de Madagascar. Ann. géol. Madagascar, fasc. 26, 1959.
- Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Mem. Geol. Soc. America, v. 7, 1939.
- Daly R. A. Igneous rocks and the depth of the Earth. McGraw-Hill, N. Y., 1933.
- Engel A. E., Engel C. G. Grenville series in the North-West Adirondack Mountains. Bull. Geol. Soc. America, v. 64, № 9, 1953.
- Emslie R. Michikamau anorthositic intrusion. Labrador. Canad. J. Earth Sci., v. 2, № 4, 1965.

- Гролова Н. В. Problèmes de la stratigraphie, du métamorphisme régional et de la granitisation de l'Archéen en Jakutie du Sud et en Sibérie Orientale. In «Géol. et Pétrogr. du Précambrien». Traduction № 3814-2 du B. R. G. M., Paris, 1962.
- Hewitt D. F. Some tectonic features of the Grenville Province of Ontario. In «The tectonics of the Canadian Shield». Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., № 4, 1962.
- Kranck E. H. The tectonic position of the anorthosites of Eastern Canada. Bull. Commiss., geol. Finlande, № 196, 1961.
- Michot J. Le massif complexe anorthosito-leuconoritique de Haaland — Heeleren et la paléogénèse basique. Mém. Acad. Roy. Belgique. Cl. Sci., 2 sér., t. 15, fasc. 1, 1961.
- Michot P. La structure continentale. Bull. Acad. roy. Belgique. Cl. Sci., 5, sér., t. XLIX, 1963.
- Michot P. Le magma plagioclasiq. Geol. Rundschau, B. 54, 1964.
- Osborn F. F., Morin M. Tectonics of part of the Grenville Subprovince in Quebec. In «The tectonics of the Canadian Shield». Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., № 4, 1962.
- Phemister T. C. The nature of the contact between the Grenville and Timiskaming subprovince in the Sudbery district of Ontario, Canada. Rep. 21 sess. Internat. geol. Congr., pt 14, 1960.
- Stockwell C. H. Tectonic map of the Canadian Shield (Descriptive Notes). Ottawa, 1964.
- Stockwell C. H. Structural trends in Canadian Shield. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 49, № 7, 1965.
- Termier H. et G. L'évolution de la lithosphère, v. 2. Orogénèse. Paris, 1957.
- Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology. Sec. edit., N. Y., 1960.
- Wheeler E. P. Anorthosite — adamellite complex of Nain, Larador. Bull. Geol. Soc. America, v. 71, № 12, pt 1, 1960.

Геологический
институт АН СССР

Статья поступила
27 февраля 1967 г.

E. V. PAVLOVSKY

TECTONIC ASPECTS OF THE ANORTHOSITE PROBLEM

The author sees no any justification to accept the hypothesis on the existence of a global plagioclasiite magma, as well as the hypothesis on its origin by an assimilation of sedimentary rocks of a pelitic and arkose composition by a gabbroid magma.

And yet, the local process of such a kind could create a plagioclasiite magma in the case of interaction between gabbroic and high-alumina rocks known from the lower part of the Archean sequence of the Aldan shield. This fact limiting the formation conditions of the plagioclasiite magma, in combination with local temperature maxima, could explain the comparatively rare occurrences of big «autonomous» anorthositic bodies.

During the Pre-Cambrian, anorthositic intrusions of a big size appeared at least twice: in the Archean (over 2.4 bln years ago) and in the Proterozoic (1.8—1.4 bln years ago). However, there probably existed one main source of the plagioclasiite magma of a local origin, as is evidenced by lenses of high-alumina rocks locally developed at the base of a sequence of oldest protogeosynclinal or protoplatform highly differentiated sedimentary series directly resting on a basitic basement, on the surface of «greenstone nuclei» of continents. A syntexis process of the basic substratum and lower portion of the oldest sedimentary series could begin to develop at great depths with a subsequent squeezing of the hybrid anorthositic melt upwards in the permeability zones. From these positions an explanation could be given to the rare occurrence of large «autonomous» anorthositic massifs and to their exceptional association with the earliest Pre-Cambrian, with deep faults cutting primary continental blocks or forming their boundaries. The massifs are partially synkinematic, but their majority is anorogenic.

Geological Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24 (265/266)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Понятие «Тихоокеанский сегмент земной коры» ввел в литературу Н. С. Шатский в 1957 г. в объяснительной записке к тектонической карте СССР и сопредельных стран. Оно возникло в итоге анализа строения и истории развития складчатых сооружений, обрамляющих Тихий океан, но прежде всего тех из них, которые развиты на востоке Советского Союза. В работе, опубликованной в 1960 г., Н. С. Шатский изложил свои представления о Тихоокеанском сегменте более подробно. Вслед за этим многим советским геологам, особенно работающим в области тектоники, стало ясно, что в предложенном обобщении заложены исключительно широкие перспективы и новые подходы для разработки общих проблем тектонического строения земного шара (Херасков, 1963; Петрушевский, 1964; Кропоткин и Шахварстова, 1965; Тектоника Евразии, 1966 и др.).

Однако Н. С. Шатский лишь наметил эту крупную идею, не успев развить многие ее стороны. В частности, в его работах нет указания на то, что следует объединять под понятием «Тихоокеанский сегмент», недостаточно проанализирована анатомия этого сегмента, не раскрыты в должной мере закономерности его геологической истории. В данной статье, являющейся первой специальной работой на эту тему, мы попытаемся подойти к суммарной тектонической характеристике Тихоокеанского сегмента, отдавая, однако, себе отчет в том, что эта характеристика из-за сложности проблемы также далеко не будет исчерпывающей.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Тихоокеанский сегмент земной коры охватывает ложе Тихого океана, его ближайшую периферию, занятую окраинными морями и островными группами, и более отдаленную, материковую периферию, простирающуюся до древних (дорифейских) платформ в близлежащих районах континентов. Если учесть, что площадь Тихого океана составляет 35% площади Земли и если к этому добавить площадь материковых структур, входящих в Тихоокеанский сегмент, то суммарная площадь этого сегмента составит почти половину всей поверхности нашей планеты.

Идея о Тихоокеанском сегменте земной коры сильна постольку, поскольку она рассматривает величайший из океанов в единстве с его обрамлением. Главной структурной чертой этого обрамления (в указанных выше рамках) является концентрическое по отношению к ложу океана расположение имеющихся в нем складчатых поясов. Таким же образом расположены здесь многие интрузивные, вулканические, сейсмические и металлогенические пояса, что дополнительно убеждает в верности представления о Тихоокеанском сегменте как о структурно обособленной половине земного шара.

Различного рода пространственные последовательности в распространении геологических явлений, в том числе и концентрические, наблюдаются на земной поверхности часто. И именно они привели к выяснению ряда важнейших геологических закономерностей, например, петрологических, геохимических и структурных. Если обращаться к этим последним, то можно упомянуть хотя бы о закономерностях разрастания во времени многих платформенных областей путем причленения зон более молодого возраста складчатости или окаймления складчатых системами срединных массивов. В общем строении Тихоокеанского сегмента мы видим принципиально то же явление, однако масштаб его по крайней мере на порядок более значителен. Это подчеркивает глобальный характер рассматриваемой проблемы.

Согласно принятому нами пониманию Тихоокеанского тектонического сегмента, структурно он естественно подразделяется на две главнейшие области: ложе Тихого океана и окружающий это ложе пояс структурных образований, который мы называем Тихоокеанским тектоническим поясом. Границами ложа океана более чем на $\frac{3}{5}$ их протяженности являются глубоководные океанические желоба, представляющие фронтальные структурные формы обрамляющего тектонического пояса. Однако на западе Северной Америки, в Антарктиде, в районе Южного острова Новой Зеландии желобов нет. В таких случаях в качестве границ ложа целесообразно принять подножья материковых ступеней, обозначающие область океана с океаническим типом строения земной коры, хотя в дальнейшем в пределах шельфовой области местами могут быть открыты желоба, ныне засыпанные осадками.

Внешние границы Тихоокеанского тектонического пояса, являющиеся одновременно внешними границами Тихоокеанского сегмента земной коры, определенно устанавливаются там, где на континентах существуют древние платформы. Такими границами являются обращенные в сторону Тихого океана края Сибирской, Северо-Американской, Южно-Американской, Антарктической, Австралийской, Южно-Китайской, Северо-Китайской и затопленной водами Ледовитого океана Гиперборейской платформ. На пространствах, где нет древних платформ, — в Монголии, Индонезии, Центральной Америке, к югу от Южной Америки — за основу для проведения границ принимается предел распространения геосинклинальных складчатых или современных геосинклинальных структурных образований, укладыающихся в Тихоокеанский пояс. В первом случае это будет западное ограничение Сихотэ-Алиньской складчатой области; во втором — ложе Индийского океана; в третьем и четвертом — ложе Атлантического океана.

Хотя в целом внешние границы Тихоокеанского пояса, как и внутренние, образуют четкую круговую систему линий, в некоторых местах этот пояс имеет боковые апофизы. Крупнейшими из них являются Тибетские. О них можно составить представление по «Тектонической карте Евразии» (1966).

Ложе Тихого океана и Тихоокеанский тектонический пояс существенно разнородны по своей структуре, и соответственно в том и другом случае возникает необходимость их тектонического районирования. Такое районирование позволит увидеть, какие существуют закономерности в геологической истории ложа и пояса, и яснее наметить вопросы для решения трудной задачи относительно взаимоотношений во времени и пространстве континентальных и океанических структур.

О ТЕКТНИКЕ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Современными данными о строении ложа Тихого океана мы обязаны прежде всего исследованиям советских и американских экспедиций 50—60-х годов. Главнейшими трудами, содержащими такие данные в нуж-

ном нам плане, являются работы Г. Б. Удинцева (1960, 1963, 1964^{1, 2}, 1966) и Г. Менарда (1966). Ориентируясь на них, мы, однако, имеем в виду в ряде случаев в данной работе предложить собственные тектонические трактовки.

Представляется отвечающим современным фактическим сведениям разделение ложа океана на три главных тектонических элемента: гигантскую Северную океаническую платформу, крупнейшее Восточно-Тихоокеанское поднятие (вместе с Южно-Тихоокеанским) и Южную океаническую платформу. Поскольку Восточно-Тихоокеанское поднятие фактически полностью пересекает океаническое ложе, то выделенные три элемента являются элементами первого порядка. Это подтверждается также масштабностью и особыми геологическими свойствами Восточно-Тихоокеанского поднятия (морфология, строение земной коры, сейсмичность, тепловый поток). Однако, поскольку термин «платформа» глубоко «континентальный», мы его заменим термином «талассократон», несколько сузив значение этого слова по сравнению с Файрбриджем (Fairbridge, 1955), обозначавшим им ложе океана в целом. Что же касается Восточно-Тихоокеанского поднятия, то одни авторы считают его срединным океаническим хребтом, другие убедительно возражают против этого потому, что, во-первых, оно не занимает срединного положения в океане и, во-вторых, по ряду признаков отличается от типичных срединных хребтов¹. Для того чтобы подчеркнуть тектонические особенности этого поднятия, мы назовем его «талассоарсис» (талассо — морской, арсис — поднятие, *греч.*). Таким образом, основные структурные элементы Тихого океана ниже будут именоваться: Северный талассократон, Восточно-Тихоокеанский талассоарсис, и Южный талассократон (рис. 1).

Оба талассократона имеют сложное тектоническое строение. Они распадаются на глубоко погруженные участки дна часто неправильной формы в плане и разнообразны по типу поднятия, характеризующиеся обычно удлиненной формой. Для глубоководных участков Г. Б. Удинцев (1966) предложил термин «талассоплен», равнозначный наименованию «океаническая плита». Удлиненные поднятия талассократонов тот же автор разделил на три основных тектонических типа: краевые валы, сводовые поднятия и поднятия глыбовой структуры².

Краевые валы, характеризующиеся малой высотой, положим профилем и вытянутой формой, располагаются на окраинах талассократонов, являя тем самым взаимосвязь в структурном развитии талассократонов и Тихоокеанского тектонического пояса. В этом заключается весьма большое принципиальное значение этих структур. Таких образований открыто теперь много; они простираются параллельно краевым структурам Тихоокеанского пояса, не имеют корней и характеризуются поднятием поверхности Мохоровичича под ними.

Сочетание структурных элементов во внутренних частях талассократонов разное. По этому признаку в пределах Северного талассократона выделяются три области. Одна из них лежит на северо-западе и ограничивается линией, идущей от северного окончания Императорских гор к Гавайям, затем к островной группе Туамоту и далее — к островам Самоа. Другая область простирается непосредственно восточнее вплоть до материковых склонов Северной и отчасти Южной Америки. Третья область лежит в юго-западном районе талассократона, примыкая к желобу Тонга—Кермадек (см. рис. 1).

Структурный план первой из упомянутых областей характеризуется довольно равномерным сочетанием талассопленов и сводовых поднятий океанического ложа. Эти последние в двух других областях практически не распространены. Типично их общее северо-западное простираение.

¹ Подробнее см. Менард. 1966.

² Мы здесь не касаемся более частных структур талассопленов или поднятий.

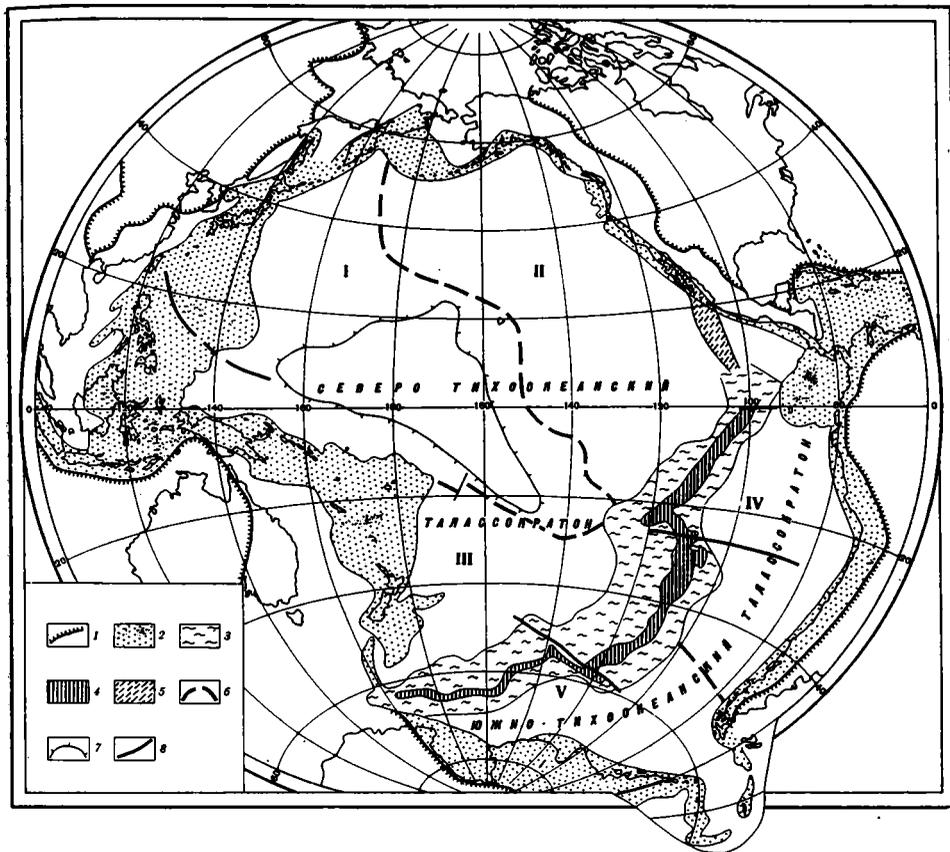


Рис. 1. Тектоническое расчленение ложа Тихого океана

1 — внешние границы Тихоокеанского тектонического пояса, 2 — Тихоокеанский кайнозойский тектонический пояс, 3 — Восточно-Тихоокеанский талассоарсис, 4 — гребневая зона талассоарсиса, 5 — зона повышенной сейсмичности и увеличенного значения теплового потока, 6 — границы главных структурных областей талассократонов; 7 — мезозойское поднятие Дарвина, позднее разрушенное (по Г. Менарду), 8 — некоторые разломы. Цифровые обозначения: I, II, III — три структурно различные части Северного талассократона, IV, V — то же Южного талассократона

Анализируя гайоты и вообще рельеф Тихого океана, Г. Менард (1966) пришел к заключению, что в южной половине описываемой области в мезозое существовало крупное океаническое поднятие северо-западного простирания, названное поднятием Дарвина. Приводимые Г. Менардом доводы интересны и заслуживают пристального внимания. В ходе дальнейшей геологической истории поднятие Дарвина, по мнению Менарда, подверглось тектонической деструкции. Если это так, то в сущности мы впервые встречаемся со случаем перестройки конкретной крупной тектонической структуры внутренней части ложа океана в истории его развития. Есть и косвенные доказательства возможности подобного процесса: такую перестройку легко связать с известным фактом мощнейшего проявления мезозойских тектонических движений в обрамлении Тихоокеанского ложа. Тем самым намечается еще одна связь, кроме краевых валов, в структурном развитии талассократона и Тихоокеанского тектонического пояса. Принципиально ее можно уподобить историко-геологическим связям между окраинными частями континентальных платформ и смежными геосинклинальными областями, в период интенсивного развития последних.

Подчиненное значение в рассматриваемой области имеют разломы. Однако одна зона разломов, являющаяся крупнейшей, очень важна. Она

протягивается из области Восточно-Каролинской котловины в центральную часть Филиппинской котловины. Это общий структурный элемент для талассократона и его обрамления. О возрасте его пока судить трудно, но, вероятно, он древнее кайнозоя.

Характерен вулканизм данной области талассократона. Именно здесь сосредоточено основное количество вулканов и холмов, имеющих, как признают многие, также вулканическое происхождение.

Совершенно иным структурным планом обладает область талассократона, занимающая его северо-восточную часть. Ей свойственно сочетание талассопленов с узкими, но длинными поднятиями глыбовой структуры, приуроченными к гигантским зонам разломов, вытянутым в широтном направлении. Таких зон Г. Менард насчитывает 13. Этот автор заключает, что некоторые поднятия, связанные с наиболее северной зоной (Мендосино), были выше уровня моря, но затем сильно погрузились. Ряд признаков, в частности расположение в плане наиболее глубоких частей талассопленов, свидетельствует о больших горизонтальных перемещениях вдоль многих зон разломов. Некоторые исследователи предполагают, что ряд зон разломов продолжается далеко на континенте. Но структурные признаки говорят об обратном. В отдельных случаях можно говорить только о сравнительно мелких разрывах на континенте, которые могут быть связаны с основными зонами нарушений в океане, или о разрывах, возникающих после перерыва на продолжении упомянутых зон.

Для этой области талассократона следует предполагать не только кайнозойские, но главным образом мезозойские движения значительных амплитуд. Само собой разумеется, что эти движения следует рассматривать как дифференцированные.

Третья область талассократона занимает меньшую площадь чем две предыдущие. Ее строение простое: крупный талассоплен, отделенный на западе от структур Тихоокеанского пояса краевым валом.

Из сказанного видно, что Северный талассократон имеет существенное гетерогенное тектоническое строение.

В структуре Восточно-Тихоокеанского талассоарсиса выделяются гребневая зона и склоны. К гребневой зоне в некоторых местах приурочены структурные формы типа рифтов, но главную ее особенность составляет то, что она разбита на отдельные блоки, смещенные один относительно другого в поперечном направлении. От других поднятий ложа Тихого океана талассоарсис отличается сейсмичностью и высокими значениями теплового потока. Он состоит из двух частей, расположенных одна на продолжении другой. Одной из них является юго-западный отрезок (Южно-Тихоокеанский хребет), а другой — северо-восточный (собственно Восточно-Тихоокеанский хребет). Юго-западный отрезок своим окончанием подходит к Срединно-Индоокеанскому хребту, но обособлен от него. Северо-восточное окончание талассоарсиса находится в океане, в районе Центральной Америки, но сейсмическая зона и зона повышенного теплового потока продолжают вплоть до Калифорнии и в ее пределах. В этом также можно видеть связь в геологическом развитии океанических и краевых континентальных структур. Судить о времени зарождения талассоарсиса мы пока не можем.

Южный талассократон поперечным Западно-Чилийским поднятием делится на две части (IV, V рис. 1). В обеих имеются талассоплены и глыбовые поднятия, а местами прослеживаются и краевые валы. Поперечное Западно-Чилийское поднятие отличается сейсмичностью, что придает ему определенное своеобразие. По своим тектоническим свойствам обе части Южного талассократона более всего сходны с третьей (юго-западной) областью Северного талассократона. Интересно, что в этих частях ложа океана имеются довольно определенные признаки сравнительно недавнего образования отдельных океанических участков. Наиболее ясным из них является глубоководная часть Тасманова моря, от-

секшая восточноавстралийские палеозойские складчатые зоны. Сходный процесс, вероятно, имел место к северу от Антарктиды, где океанические структуры прерывают древнюю Антарктическую платформу и окаймляющие ее древние складчатые сооружения. Подобные признаки выявляет и район Новозеландского плато. Г. Б. Удинцев и Г. Менард в таком же смысле писали о поднятии Наска. Есть и другие аналогичные признаки, особенно в более северной части Южного талассократона.

Все сказанное позволяет нам сделать ряд заключений. Очевидно, следует прежде всего подтвердить уже высказывавшийся взгляд, что структурно ложе Тихого океана сильно отличается от ложа других океанов Земли. Далее выясняется существенная неоднородность в структуре ложа Тихого океана, которая, на наш взгляд, не может не свидетельствовать о разной истории крупных частей ложа в течение длительного геологического времени. Интересно, что наиболее гармоничная структура, образованная сочетанием сводовых поднятий и впадин, располагается (как и главная часть островных дуг) в северо-западной части ложа. Это наталкивает на мысль о возможном влиянии на ход развития такой структуры вращения Земли. В то же время в тыльной области ложа (на востоке) развиты блоковые элементы, что, учитывая сказанное, кажется закономерным. К тому же эти элементы характеризуются движениями в субширотном направлении.

Южная часть ложа Тихого океана, включая талассоарсис, особая. Характерно, что в нее входят отдельные новообразованные океанические участки, переработавшие бывшие континентальные структуры. Возможно, что таковые есть и в других областях ложа океана, но там они выражены несомненно в меньшей степени.

Отметим, что не имеется никаких данных считать, что положительные структурные формы на ложе океана, такие как современные сводовые и глыбовые поднятия, краевые валы или талассоарсис, являются первичными формами, отвечающими начальным стадиям структурного преобразования ложа. Имеющиеся данные (мезозойское поднятие Дарвина, вообще данные об амплитудах мезозойских и кайнозойских движений), наоборот, свидетельствуют в пользу представления о тектонических преобразованиях в пределах ложа на большом протяжении геологического времени¹. Так как мы не знаем пока закономерностей таких процессов, то мы и не можем судить о сущности ни древних, ни современной стадии развития ложа океана.

Наконец, остается обратить внимание на существование тектонических процессов, общих для ложа Тихого океана и его обрамления. Это позволяет считать, что как ни велико структурное различие этих областей, между ними существуют тектонические связи.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТониКИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Нам уже приходилось ранее рассматривать строение Тихоокеанского тектонического пояса (Пушаровский, 1965). Поэтому сейчас обратим внимание лишь на некоторые черты его структуры.

Обособление Тихоокеанского тектонического пояса, исходя из установленных в геологии принципов районирования земной поверхности, основанных на геосинклинальной теории, вполне правомерно. Он совершенно естественно противопоставляется прилегающим к нему древним

¹ Упомянем, кстати, что некоторые исследователи пришли к заключению, что расположенное на западе ложа Тихого океана (в его экваториальной части) плато Манихики по ряду признаков сходно с Новозеландским плато и, как и последнее, может представлять собой фрагмент какой-то континентальной структуры (Heezen, Ylase, Menard, 1966).

(дорифейским) платформам континентов, с одной стороны, и ложу Тихого океана, с другой. Тихоокеанский пояс представляется как комплекс разновозрастных структурных образований, связанных общими простирающимися, так что в совокупности образуется единое тектоническое кольцо; к тому же в нем имеет место закономерная последовательность в смене относительно более древних структурных зон более молодыми в направлении от внешней границы пояса к ложу океана.

Наиболее древними тектоническими зонами в этом поясе являются байкальские, а наиболее молодыми — современные геосинклинальные зоны. Особенно велико значение кайнозойских складчатых и современных геосинклинальных зон, занимающих огромные площади; зоны мезозойского возраста распространены несколько меньше, а палеозойские и байкальские развиты незначительно. Сказанное свидетельствует о замедленном темпе формирования здесь складчатых областей на месте геосинклинальных, т. е. о большой подвижности этого пояса земной коры в течение длительного времени. Все же из анализа распространения существующих в пределах пояса разнообразных тектонических зон можно прийти к однозначному выводу о том, что геосинклинальный процесс в нем с рифейского времени в целом поступательно отеснялся в сторону ложа океана, что означает разрастание во времени континентальной коры.

Если бы мы попытались ответить на вопрос, чему подчинено простираение складчатых зон внутри пояса: краям обрамляющих его платформ или краям ложа океана, — то пришли бы к заключению, что в общем виде те зоны, которые расположены вблизи платформ, подчиняются их очертаниям, а прилегающие к океанскому ложу — краям этого последнего. Платформы и ложе океана могут быть отдалены друг от друга на многие сотни и даже тысячи километров.

Границы Тихоокеанского тектонического пояса в ходе геологической истории местами были непостоянны. Так, внешние границы постоянными (начиная с рифея) были в Восточной Австралии, на юго-востоке Китая, в Корее, на юго-востоке Сибирской платформы, на значительных площадях в Южной Америке и Антарктиде. Однако в районе северо-восточной части Сибирской платформы, во многих местах Северной Америки (King, 1966) и, возможно, местами в Южной Америке на ранних этапах развития Тихоокеанского пояса его внешние границы были несколько ближе к ложу океана. Наблюдаемые ныне внешние границы в этих областях сравнительно молодые, установившиеся в результате захвата тихоокеанскими геосинклиналями частей платформенных структур.

Что касается внутренних границ пояса, то они также менялись. В кайнозойское время несомненно происходило вовлечение в геосинклинальный процесс участков ложа океана (район Филиппинской котловины, частично Меланезия и др.). Где проходили внутренние границы пояса в палеозое и даже мезозое, мы пока сказать не можем. Но имеются основания для предположения, что по крайней мере в мезозое мог происходить аналогичный захват океанского ложа геосинклиналями. Это следует из доказанных для периферии Тихого океана сильнейших мезозойских тектонических движений.

В предыдущих работах (1960, 1964, 1965 и др.) и в книге «Тектоника Евразии» (1966) автор обращал внимание на то, что палеозойское, мезозойское и кайнозойское развитие и строение Тихоокеанского тектонического пояса имеет большую специфику. Она определяется масштабностью и характером последовательности в пространстве главных тектонических зон, формированием некоторых особых типов тектонических структур и областей, развитием ряда особых типов геологических формаций, своеобразными формами связи вулканизма и плутонизма с тектоническим процессом, масштабами проявления мезозойско-кайнозойского плутонизма и кайнозойского и современного вулканизма, временем

образования главных складчатых систем и т. д. Особенности эти таковы, что следует говорить об особых законах развития этой длительно подвижной и очень большой по площади области земной коры. Несколько конкретизируем сказанное.

Многие структурные элементы, такие как единые антиклинальные и синклинальные зоны или геосинклинальные желоба, прослеживаются здесь на сотни и даже тысячи километров, а структурно-формационные зоны и многие плутонические и вулканические пояса и системы разломов могут иметь еще большую протяженность — порядка нескольких тысяч километров.

Своеобразный характер последовательности тектонических зон можно видеть в смене вкрест простираения тектонического пояса (восток Азии, район Австралии и Меланезии, запад Северной Америки) зон, образовавшихся на периферии континентов, зонами, возникшими на океанском ложе.

К особым типам тектонических структур принадлежат, например, окраинно-материковые вулканические пояса, известные на востоке Азии, а также в Северной и Центральной Америке (Пушаровский и Афремова, 1967), или глубоководные океанические желоба, представляющие собой современные геосинклинальные рвы. Особыми структурами являются также глубокие линейные прогибы, заполненные мощнейшими осадочными формациями до неогена включительно, расположенные на внешней периферии Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

Своеобразными по характеру строения и развития тектоническими областями являются Верхояно-Чукотская складчатая область (Пушаровский, 1960) или Невадийская с ее большой длительностью «сквозного» геосинклинального развития (Меланхолина, 1967). Мы не говорим уже о большом структурном своеобразии современных геосинклинальных областей. Необычайно широкое развитие последних свидетельствует и о специфике времени формирования здесь главных складчатых систем. Столь же ярко специфика пояса проявляется и в распространении значительных складчатых систем позднеогенового возраста, крупнейших систем и областей мезозойского, а также, возможно, и особых по времени образования областей «средних» палеозойских (лахлантинид), занимающих промежуточное по возрасту положение между евразийскими каледонскими областями и герцинскими (Н. Богданов, 1967).

Что касается геологических формаций, то очень характерно распространение исключительно мощных, но фактически моноформационных комплексов для главных этапов развития геосинклинальных зон. Представляется, что такие примеры можно найти в крупных складчатых зонах любого возраста, но особенно они характерны для мезозойских и зон кайнозойской складчатости, среди которых существуют ранние альпиды (андиды), альпиды и поздние альпиды (или области позднеогеновой складчатости). Вообще можно заметить, что в ходе тектонической эволюции Тихоокеанского пояса с кайнозойского времени сокращается площадь развития эвгеосинклиналей и, наоборот, большое распространение получают миеосинклинальные прогибы, заполнявшиеся многокилометровыми толщами отложений песчано-сланцевого типа и отчасти туфогенными.

Если говорить об интрузивных образованиях, то наиболее яркой чертой Тихоокеанского пояса является распространение огромных масс мезозойских и кайнозойских гранитоидов, главная масса которых внедрилась в позднеогенную стадию развития складчатых областей. Характерно распространение крупных поясов гранитоидов, образовавшихся вне связи с геосинклинальной стадией развития той области, где они существуют (Нагибина, 1963; Молчанова, 1964). Можно заметить, что устанавливается «антагонизм» между ареалами развития гранитоидов и ультрабазитов. Эти последние широко развиты в Новогвинейско-Ново-

зеландском секторе, в восточной части Индонезии и на Филиппинах, где гранитоидный магматизм проявлен относительно очень слабо.

Анализируя геологическую историю Тихоокеанского пояса, положение его границ в разное время, структурные зональности, большую специфику в тектоническом строении и развитии, следует признать, что он имеет очень древнее заложение, отвечающее по крайней мере началу рифея.

В ходе истории своего развития Тихоокеанский пояс оказывал тектоническое воздействие на смежные внутриконтинентальные области. Наиболее определенно это устанавливается для мезозойского и кайнозойского этапов развития. Масштабы такого воздействия и формы его проявления весьма различны.

Местами на обращенных к поясу окраинах древних платформ возникли крупные и глубокие мезозойские впадины — синеклизы (например, Вилюйская впадина). В ряде случаев образовались боковые по отношению к общей конфигурации пояса мезозойские геосинклинальные зоны, отличающиеся редуцированным характером развития (мезозойская Монголо-Охотская зона, юг Таймыра, северная Аляска, вероятно, подводный хребет Ломоносова в Арктике и др.). Вдоль краев Сибирской и Северо-Американской платформ, а также Гиперборейской (на севере Аляски) развились мезозойские краевые прогибы, а перед Андами — кайнозойские. На востоке Азии очень широко проявились сводовые и блоковые движения. В ряде районов древние платформы подверглись значительной складчатости или раздроблению на крупные глыбы (Южная и Северная китайские платформы, Кыллахский выступ Сибирской платформы, горы Франклина в Канаде, Скалистые горы США, запад Южно-Американской платформы и др.). Кстати сказать, иногда большой переработке мезозойскими или кайнозойскими движениями подвергались и консолидированные зоны палеозойских складчатостей, лежащие на окраинах самого Тихоокеанского пояса (например, каледониды юго-восточного Китая или герциниды зоны Пуна в Южной Америке).

Упомянутые явления и некоторые другие обращают на себя внимание, однако их генетические связи с историей развития Тихоокеанского пояса, с конкретными тектоническими процессами в этом поясе соответствующего времени во многих случаях еще не раскрыты. Одним из основных путей для выяснения этого вопроса должен служить палеогеологический анализ.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДИССИМЕТРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Итак, Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры включает в себя ложе Тихого океана и Тихоокеанский тектонический пояс. В отношении земного шара в целом это структурные области первого порядка. Каждая из них обладает только ей присущими тектоническими свойствами, не повторяющимися в их комплексе в других эквивалентных им областях. Этими последними являются, на наш взгляд, Главный Евразийский тектонический пояс и области северного и южного рядов древних платформ с соответствующими складчатыми поясами и частями мирового океана (рис. 2). Из такого разделения явствует резкая структурная гетерогенность земной коры. Отсюда же легко увидеть, что различие в структурном развитии указанных пяти областей уходит своими корнями в ранние этапы развития Земли¹. Задача будущего — установить причины этого различия.

Было отмечено выше, что в тектоническом строении ложа Тихого океана и Тихоокеанского пояса можно найти взаимосвязь, откуда надо

¹ В таком представлении автор видит «примирение» двух пока что не связанных между собой тектонических концепций: концепции биполярного развития земной коры (Штрейс, 1964) и концепции разделения ее на Тихоокеанский и Атлантический сегменты.

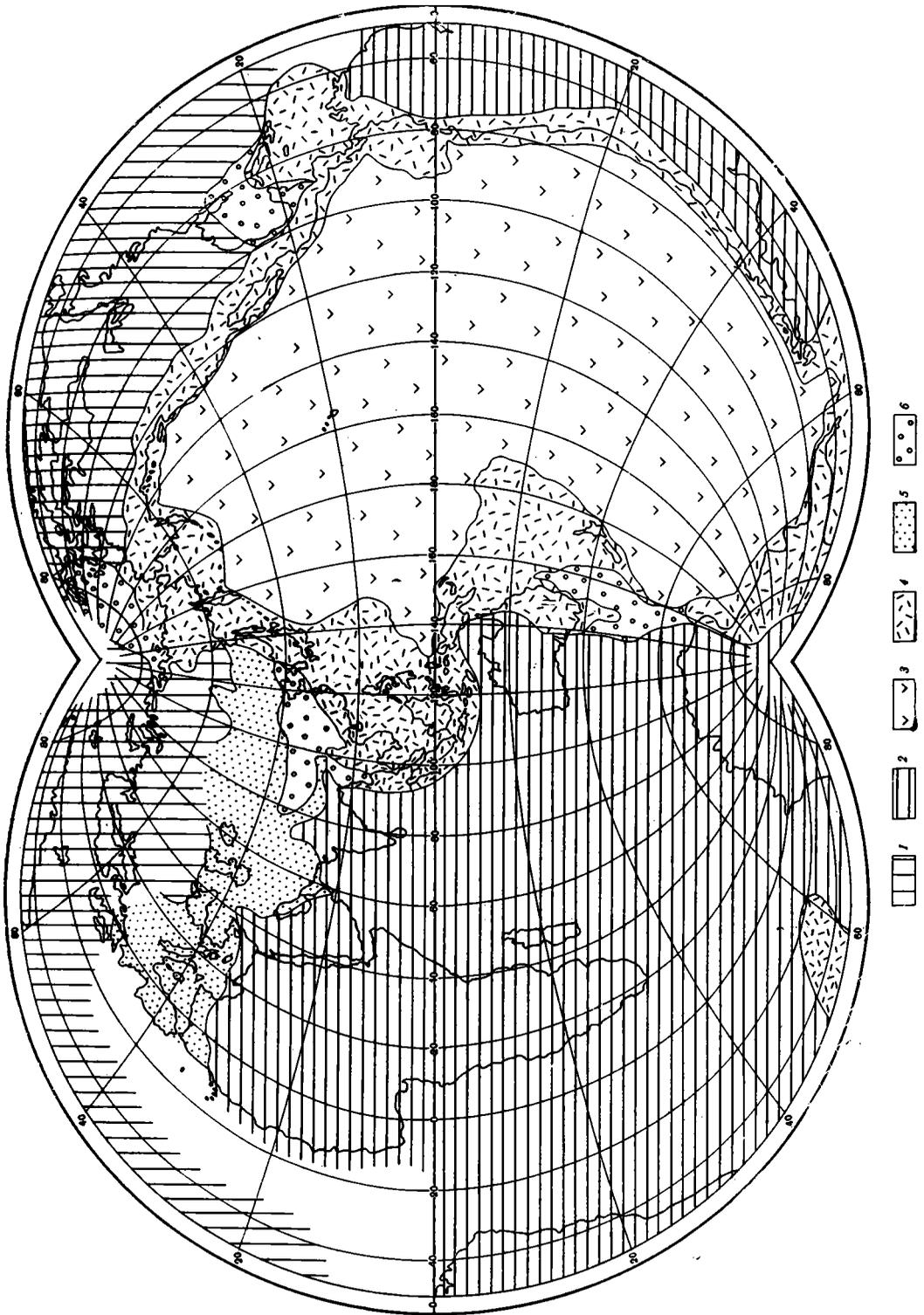


Рис. 2. Структурные области земного шара первого порядка

1 — область северного ряда платформ, складчатых поясов и соответствующих частей дна мирового океана, 2 — область южного ряда платформ, складчатых поясов и соответствующих частей дна мирового океана, 3 — ложе Тихого океана, 4 — Тихоокеанский тектонический пояс, 5 — Срединный Евразийский тектонический пояс, 6 — районы сложных структурных взаимоотношений областей первого порядка

заклЮчить, что в ходе тектонической истории они не были разгорожены «непроходимым барьером». Это дополнительно убеждает в целесообразности обособления Тихоокеанского тектонического сегмента земной коры. Поскольку этот сегмент охватывает столь крупную часть земной поверхности, естественно говорить и о тектонической асимметрии, или диссимметрии нашей планеты. Совершенно очевидно, что эта диссимметрия отличается от той, которую видят на Земле географы, противопоставляя океанское полушарие материковому.

Основоположником учения о тектонической диссимметрии земной коры, как уже упоминалось, является Н. С. Шатский, противопоставивший ее Тихоокеанский сегмент Атлантическому. Термин же «диссимметрия» впервые был приложен к геологическим образованиям В. И. Вернадским, который воспринял его из работ Луи Пастера и Пьера Кюри. Впрочем, В. И. Вернадский вкладывал в него больше философский смысл, чем конкретный геологический, хотя он обратил внимание на отсутствие гранитного слоя под Тихим океаном (что, кстати, по его мнению, представляет явление первичное) и подчеркнул некоторые петрологические, геофизические и геохимические особенности ложа океана. Следствием этого было введение понятия «диссимметрии геологических оболочек и геосфер» (Вернадский, 1965). Что же касается Н. С. Шатского, то он опирался на работы В. И. Вернадского, но предложил совершенно другую идею — тектоническую.

Представления о геологической специфике Тихоокеанской области имели своими истоками мысли и обобщения многих крупных геологов: Э. Ога (Naug, 1900), — «Циркумтихоокеанская геосинклиналь», Маршалла (Marshall, 1910) — «андезитовая линия», Э. Аргана (1935) — «Тихоокеанское кольцо глубинных складок», Г. Штилле (Stille, 1945) — «циркумтихоокеанские складчатости», С. С. Смирнова (1946) — «Тихоокеанский рудный пояс» и др. Еще до работы Э. Ога М. Коссмат и М. Штейнманн (цитируется по Е. Naug, 1900) установили общность палеонтологических характеристик для сенона в отношении таких регионов, как Япония, Британская Колумбия, Чили, Новая Зеландия и др., подчеркнув принадлежность этих регионов к Тихоокеанской области. Таким образом, геология (в особенности тектоника) давно уже шла к учению о тектонической диссимметрии земной коры.

Суммируем основные характерные черты тектоники Тихоокеанского сегмента земной коры.

Здесь устанавливаются тектонические связи между океанским ложем и его структурным обрамлением. Это обрамление представляет собой единый гигантский кольцевой тектонический пояс, в котором геосинклинальный процесс с рифейского времени в целом поступательно оттеснялся в сторону ложа океана.

Ложе Тихого океана не только по площади, но и по структурным признакам и геофизическим характеристикам (Гайнанов и Корякин, 1966) отличается от ложа других океанов. Его тектоническая история была очень длительной и отнюдь не консервативной, так что в современном структурном плане следует искать лишь реликты докембрийских океанических структур.

Темп формирования складчатых областей на месте геосинклинальных в Тихоокеанском тектоническом поясе был и остается замедленным, так что огромные его площади продолжают оставаться геосинклинальными и в настоящее время. Надо думать, что этот факт свидетельствует об общей неустойчивости положения в пространстве и состава материала тех частей тектоносферы, которые определяют структурное развитие ее верхних частей. При этом такая неустойчивость более характерна для западной половины Тихоокеанского пояса и, вероятно, сегмента в целом, что можно связать с направлением вращения Земли.

На пертурбации в положении и составе глубоких зон тектоносферы указывают, например, частичная ассимиляция геосинклинальным режимом платформенных структур и окраин ложа океана, вторичное образование глубоководных впадин окраинных морей, сводообразование и раскалывание окраин континентов, появление огромных наложенных вулканических и плутонических поясов, образование островных гирлянд и ряд других признаков.

Такой характер тектонического развития свидетельствует на наш взгляд о повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте земной коры. Если учесть геологическую длительность такого состояния, то можно прийти к заключению, что оно вызвано каким-то медленно текущим глубинным процессом, контролирующим основные тектонические неоднородности, наблюдаемые на Земле. Уровенная поверхность такого процесса должна иметь неправильную форму, подобно поверхностям, прослеживаемым сейчас геофизическими методами.

Если иметь в виду значительные качественные изменения в структурном облике Земли в ходе ее геологической истории, например, возникновение древних платформ с их последующим как бы «стабильным» развитием или образование вторичных океанов (например, Северный Ледовитый океан), то надо заключить об общей неравномерности и непостоянстве проявления энергии тектоносферы.

Основная диссимметрия в строении земной коры объясняется относительно постоянством проявления повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте, в противоположность другим упомянутым выше крупным областям Земли. Есть соображения, указывающие на то, что в целом в течение геологического времени энергия тектоносферы в этих областях пульсационно ослабевала.

Литература

- Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.
- Богданов Н. А. Палеозой Восточной Австралии и Меланезии. Тр. ГИН, вып. 181, 1967.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. Изд-во «Наука», 1965.
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования строения земной коры Атлантического океана. Тезисы докладов на Научной отчетной конференции геологического факультета МГУ. Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Наука», 1965.
- Меланхолина Е. Н. Складчатая система невадид Южных Кордильер. Тр. ГИН, вып. 180, 1967.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Изд-во «Мир», 1966.
- Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитонды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1964.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, 1963.
- Объяснительная записка к «Тектонической карте СССР и сопредельных стран». Госгеолтехиздат, 1957.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР. Т. V. Изд-во АН СССР, 1960.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. Геотектоника, № 1, 1967.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. Изд-во «Наука», 1966.

- Тектоническая карта Евразии, м. 1 : 5 000 000. Издание АН СССР и МГ СССР, 1966.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1960.
- Удинцев Г. Б. (ред.). Батиметрическая карта Тихого океана, м-б 1 : 10 000 000. Изд. ГУГК, 1964.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Изд-во «Недра», 1964.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология дна Тихого океана. Автореферат докт. диссертации, Москва, 1966.
- Удинцев Г. Б., Агапова Г. В., Береснев А. Ф. и др. Новая батиметрическая карта Тихого океана. Океанологические исследования, № 9, 1963.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», 1964.
- Fairbridge R. Warm marine Carbonate environments and dolomitization. Tulsa Geol. Soc. Digest., 23, 1955.
- Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales contributives à l'étude des transgressions et des regressions marines. Bull. Soc. géol. France, ser. 3, v. XXVIII, 1900.
- Heezen B., Glass B., Menard H. The Manihiki Plateau. Deep-Sea Res., v. 13, 1966.
- King Ph. The North American Cordillera. In «Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera». Publ. Canad. Inst. Min. and Metallurgy, Spec. vol., № 8, 1966.
- Marshall P. Ocean contours and earth movements in the SW Pacific. Rept. Australasian ASSN. Advancement Sci., v. 12, 1910.
- Stille H. Die zirkumpazifischen Faltungen in Raum und Zeit. Geotekt. Forsch., № 7—8, 1945.

Геологический институт АН СССР

Статья поступила
28 марта 1967 г.

Yu. M. PUSHCHAROVSKY

THE PACIFIC SEGMENT OF THE EARTH'S CRUST

The Pacific segment of the Earth's crust includes the Pacific Ocean floor and circum-Pacific tectonic belt. The Pacific floor is subdivided into the Northern thalasso-craton, Eastern Pacific thalasso-arsis, and Southern thalasso-craton. Both thalasso-cratons can be divided into smaller structural areas. The ocean floor is characterized by a long history, probably with a considerable reworking of the structural setting of its large portions. At the same time, individual parts of the floor were formed in a relatively recent geological time. Regard is paid to tectonic processes which involve both the Pacific floor and its framing.

The circum-Pacific tectonic belt is of an ancient age either, corresponding at least to the beginning of Riphean. During its evolution, it tectonically affected the adjacent intracontinental areas. An exclusively widespread occurrence of young folded and recent geosynclinal zones in this belt suggests its large mobility during a long period of time. As the Pacific segment occupies much of the Earth's surface, the idea of the tectonic asymmetry (or dissymmetry) of the Earth's crust appears to be valid. Such asymmetry may be the result of a permanently high energy level of the Pacific segments tectonosphere, while the energy of the tectonosphere within the other parts of the Earth's crust was intermittently weakening.

Geological Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.243

Л. И. КРАСНЫЙ

ГЕОБЛОКИ¹

Глыбовые (блоковые) структуры — важные элементы тектоносферы. Континенты и океаны существенно состоят из крупных глыбовых структур — геоблоков, между которыми нередко находятся межглыбовые структуры разного типа. В историко-геологическом плане различаются геоблоки: катастабильные (с длительной нисходящей тенденцией), аналстабильные (с тенденцией к поднятию) и мобильные — дифференцированные (с резко непостоянным режимом структур, составляющих геоблок). Представления о глобальной и региональной дискретности и асимметрии коровых и подкоровых геосфер являются серьезными достижениями советской и мировой геотектоники.

ВВЕДЕНИЕ

Глыбовое строение материков и океанов несомненно. Оно подтверждается геологическими, геоморфологическими, тектоническими и геофизическими данными, легко читаемыми на соответствующих картах и профилях. Особенно рельефно полигональные структуры крупных участков земной коры выступают на новейших тектонических картах Европы (1962; главный редактор Н. С. Шатский, генеральный секретарь А. А. Богданов) и Евразии (1966; главный редактор А. Л. Яншин).

Из теоретических выводов общего обзора тектоники Евразии (Яншин, 1965, стр. 32) хотелось бы подчеркнуть следующий: «Анализ тектонической карты Евразии позволяет говорить об огромной роли разломов в развитии земной коры, о ее блоковом, по существу говоря, строении» (разрядка наша.— Л. К.). Стоит вспомнить и слова Г. Штилле, написанные им еще в 1940 г. (1964, стр. 227): «... геологическую историю Америки в широком смысле следует понимать как историю развития крупных глыб» (разрядка Г. Штилле). Однако наиболее решительные и ясные суждения о дискретном строении земной коры принадлежат А. Пейве (1960, стр. 65): «Земная кора состоит из множества различных по составу, форме, величине и подвижности блоков...» (разрядка наша.— Л. К.). А. В. Пейве (1960) и Ю. М. Шейнманн (1960) рассматривают геосинклинальные области (А. В. Пейве) и платформы (Ю. М. Шейнманн) как гигантские тектонические брекчии.

«Основной делимости земной коры» специальную главу посвятил в последнем издании монографии по геотектонике В. В. Белоусов (1962).

Существенный вклад в представление о глыбовом строении земной

¹ Настоящая статья является дальнейшим развитием взглядов на глыбовое (мегаблоковое, геоблоковое) строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (Красный, Андреев, 1965; Красный и др., 1966), изложенных в отдельных статьях и в докладах на Выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР (Хабаровск, 1965) и на XI Тихоокеанском научном конгрессе (Токио, 1966).

коры внесли геофизики — Б. А. Андреев, А. А. Борисов, Л. В. Булина, И. П. Косминская, Т. Н. Симоненко и др.

Все это подтверждает, что в современной тектонике и геофизике глыбовые элементы в структуре земной коры играют заметную роль.

К сожалению, в ряде новых крупных сводок по структурной геологии (Михайлов, 1958; Ажгирей, 1966 и др.) и на весьма представительных тектонических совещаниях (например, по проблемам тектоники в Москве в 1963 г.) вопросы морфологии, эволюции и генезиса глыбовых (блоковых) структур не привлекли того внимания, которого они заслуживают. Назрела необходимость попытаться дать современное определение глыбовым структурам, наметить их систематику и установить их место среди других важнейших геоструктурных элементов тектоносферы.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ТЕРМИНОЛОГИИ

Вопрос о выделении крупных глыбовых структур тектоносферы связан с проблемой ее делимости. Хорошо известно, что в поверхностной оболочке земной коры — литосфере наблюдается макро- и мегатрещиноватость (Шульц, 1966). Во многих работах приводится обобщенный рисунок такой трещиноватости. Он хорошо виден, например, в горах Адирондак (Биллингс, 1949, рис. 96), в южной Норвегии (Белоусов, 1962, рис. 200), в Казахстане и Средней Азии (Суворов, 1962, рис. 1). Однако на этих рисунках отражены явления более мелкого масштаба, чем те, которые разбираются в настоящей статье.

Определяющее значение для предпринятого исследования имеют те смелые обобщения, которые первоначально на основе научной интуиции, а затем подкрепленные обширным фактическим материалом, в том числе и геофизическим, привели современную геотектонику к признанию дискретности строения тектоносферы. Речь идет о системе линеаментов — глубинных разломов, получивших развернутое обоснование в СССР. Однако представляется необходимым отказаться от попыток геометризации (Чебаненко, 1964; Муди, Хилл, 1960; Воронов, 1965) разломов. Диссимметрия в глобальном плане, в региональных и локальных структурах — неоспоримая особенность строения нашей планеты. Современные геологические и тектонические карты, карты магматических формаций и карты глубинного строения земной коры (например, карта США, составленная Г. Вуллардом и демонстрировавшаяся на XI Тихоокеанском научном конгрессе в Токио в 1966 г.) свидетельствуют о неоднородностях в вертикальном и латеральном направлениях. Если же принять во внимание реально существующие глубинные разломы, исходя из определения этого понятия, данного А. В. Пейве, то картина их размещения перед нами предстанет как глобальная сеть ограничения глыбовых (блоковых) структур разных масштабов.

Разломным структурам, трассируемым на поверхности в виде вытянутых зон и являющимся плоскостями или растянутыми клиньями, посвящена обширная литература («Глубинные разломы», 1964; «Геология глубинных разломов», 1965 и др.). Объемные же структуры-блоки, которые эти разломы ограничивают, еще не попали в полной мере в поле зрения геологов.

В старой, ставшей сейчас классической литературе, в трудах С. Бубнова, В. А. Обручева, А. Н. Мазаровича можно найти классификации тектонических элементов, где на первом месте стоят «глыбы». В этих древних глыбах размещаются складчатые области различного возраста и ориентировки.

Глыбами второго порядка (по Л. де Ситтеру — блоками) С. Бубнов называет фрагменты древних структур — массивы Чешский, Украинский, Центрально-Французский и другие. Л. де Ситтер сюда добавляет мас-

сив (плато) Колорадо и Марокканскую Мессету, А. Л. Яншин (1965) — Буреинский и Колымский срединные массивы.

Известный вклад в представление о глыбовой (сегментной) тектонике земной коры, явившейся результатом первичной системы крупных скалываний (сдвигов), внесли в 50-х годах Дж. Муди и М. Хилл (1960).

Не вдаваясь в вопросы анализа происхождения и классификации глыб, В. Е. Хаин в целом высказывает правильные мысли, что «... в пределах самой коры преобладают глыбовые перемещения...» (1964, стр. 276) и существует определенная обособленность глыб коры, живущих своей индивидуальной жизнью.

В итоге многолетних работ по глубинному сейсмическому зондированию и по другим геофизическим данным (Косминская, 1966; Борисов, 1966) выявлена (наряду со слоистостью) блоковость земной коры и верхней мантии. Геофизиками признается, что в большинстве случаев разным тектоническим зонам соответствуют разные блоки коры, различающиеся сейсмическими скоростями («скоростным составом») и соответственно толщиной коры и разными соотношениями мощности отдельных слоев (осадочного слоя и консолидированной коры, «гранитного» и «базальтового» слоев и пр.).

Итак, сжатый обзор проблемы показывает, что широким кругом геологов и геофизиков признается в общей форме специфичная делимость земной коры, приводящая к глыбовости ее строения. Существует макро- и мегатрещиноватость и линеamentная делимость регионального и планетарного значения. В результате последней создаются объемные структуры: глыбы разного порядка, блоки и массивы.

Вопросы терминологии и систематики глыбовых (блоковых) структур будут рассмотрены ниже. Здесь полезно дать лишь краткую сводку, объясняющую дальнейшее применение терминов.

Ведущим признаком для выделения глыб (глыб первого порядка) у С. Бубнова, А. Н. Мазаровича, Е. Е. Милановского и др. были их стабильность и высокое стояние в течение длительного времени, а также угловатые очертания и сложное внутреннее строение.

Описанные ими древние глыбы (например, Балтийский щит) состоят из нескольких разновозрастных складчатых систем. Как видно из дальнейшего, и в более молодых глыбах, соизмеримых с древними по форме и размерам (например, Казахской, Колымской и др.), также группируются разновозрастные складчатые системы. И, наконец, в наиболее юных дифференцированных глыбовых структурах окраинных азиатских морей, обрамляемых со стороны океана островными дугами, также наблюдаются складчатые и геосинклинальные системы разного возраста (структуры Берингова, Охотского, Японского морей).

Естественно, что каждый из упомянутых типов глыбовых структур обладает своими особенностями метаморфизма, магматизма, осадконакопления и минерализации. В дальнейшем эти глыбовые структуры мы будем называть «геоблоками». Следует отметить, что, наряду с геоблоками высокого стояния, существуют и геоблоки низкого стояния, типа Западно-Сибирской или Туранской плит. Вероятно, такие геоблоки с тенденцией к нисходящим движениям удобно называть «геобассейнами». В современной тектонике термин «глыба» (с собственным географическим названием) почти не употребляется. Названия «глыба», «глыбовое строение» и «глыбовые структуры» полезно оставить как термины свободного пользования.

Части геоблоков, расположенные в складчатой области и имеющие также глыбовое строение, могут именоваться, как это широко принято, «массивами» (например, Чешский массив, Омолонский массив, Буреинский массив и др.), а глыбовые элементы древних платформ — «мегаблоками» (например, Тунгусский мегаблок, Ленинградский мегаблок и др.) (табл. 1, рис.).

И, наконец, отдельные небольшие приподнятые глыбы, обычно хорошо вырисовывающиеся благодаря неотектоническим движениям, называются «горстами» и опущенные глыбы — «грабенами». Этот краткий перечень глыбовых структур показывает, что в настоящей статье речь будет идти о крупных геотектонических единицах.

Хорошо известно, что понятие «блок» имеет чрезвычайно широкое хождение среди петрологов-рудников (Фаворская, Томсон, Орлова и др., 1965), горных инженеров и геологов, работающих на нефтепромыслах, в угленосных районах, на рудных месторождениях и т. д. Это понятие остается в таком виде, как это принято наукой и практикой.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ ГЕОБЛОКОВ

Для обзора тектонических особенностей геоблоков в соответствии с изображением их на современных тектонических картах воспользуемся примерами из описаний регионов, расположенных в Центральной, Северной и Восточной Азии (рисунок), а также в Европе и Северной Америке.

а. Древние, существенно дорифейские геоблоки анастабильного типа. В табл. 2 дана краткая характеристика

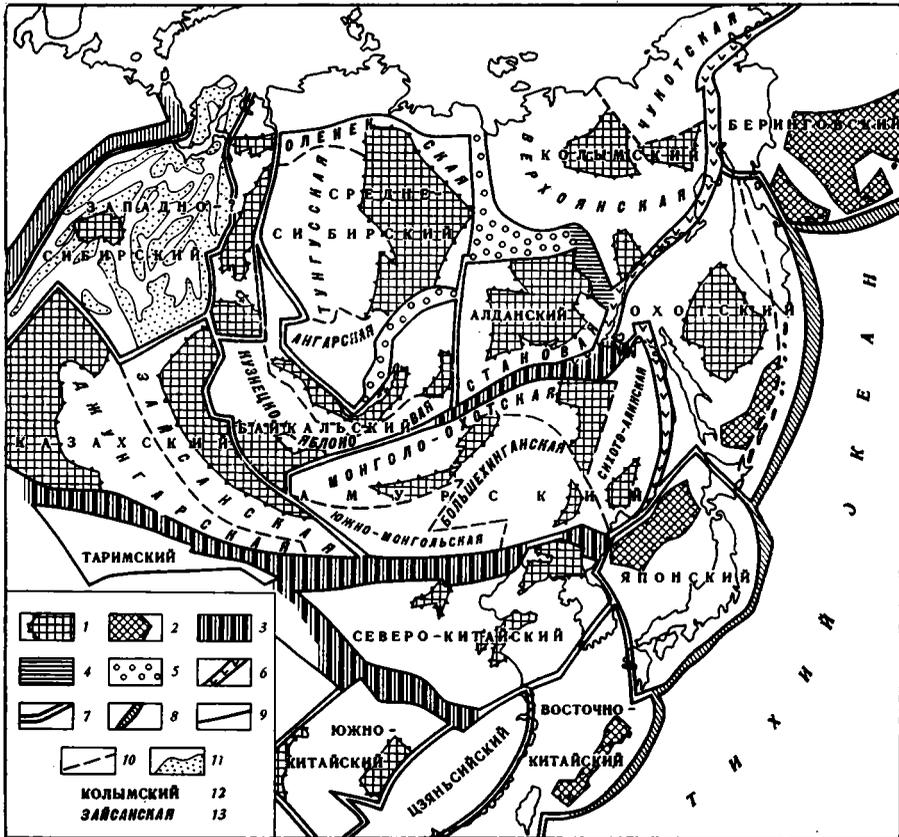


Схема размещения геоблоков и межблоковых структур в Северной, Центральной и Восточной Азии

1 — массивы (древней и ранней стабилизации), 2 — погружения краевых морей с субокеанической корой. Пограничные межблоковые структуры (3—8): 3 — ортогеосинклинальные системы (шовные и др.), 4 — перикратонные прогибы, 5 — краевые прогибы, 6 — вулканогенные пояса и их звенья (вулканогены), 7 — краевые швы, 8 — глубоководные желоба, 9 — границы прогибов и желобов, 10 — границы между сладчатыми (и геосинклинальными) системами, 11 — складчатые структуры фундамента Западно-Сибирского геобассейна (по Э. Э. Фотиади и др.), 12 — названия геоблоков, 13 — названия складчатых систем

Алданского, Балтийского и Канадского геоблоков. На ней указано наличие древнейших кристаллических ядер (массивов): Мурманского, Беломорского, Алданского, Кенорийского и др., и складчатые комплексы более поздних систем (Становая, Карельская, Свекофенская, Черчилл и др.). Особо следует подчеркнуть омоложение, затронувшее широкие краевые зоны большинства древних геоблоков — позднерифейское, позднепалеозойское и мезозойское в Алданском (включая зону Становика), ранне-среднерифейское (свеко-норвежская регенерация) и палеозойское в Балтийском, среднерифейское в Канадском (гренильская регенерация) и т. д.

Соизмеримость размеров древних геоблоков и наличие в них ядер (массивов) с абсолютным возрастом 2700—2500 млн. лет привело А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1966, стр. 359) к выводу, что: «Именно в это время впервые четко обособляются глыбы сравнительно больших площадей, на которых в дальнейшем не фиксируются геосинклинальные области прогибания...». В этих древних геоблоках (щитах) впервые (около 2000 млн. лет назад — с беломорской эпохи) в истории Земли появляются плутоны платформенного типа. Осадочно-метаморфические комплексы раннего докембрия характеризуются в ранний период геосинклинального развития преобладанием амфиболитов, представляющих собой измененные основные и ультраосновные вулканиты, а в более поздний период — появлением полевошпатово-сланцевых кристаллических сланцев и гнейсов, вероятно, преобразованных алевропелитовых и псаммитовых пород. Характерные металлогенные элементы докембрия — Fe, Cr, Pt, Co, Ni, Cu, Pb, Au, Ag, Mo, а также слюда, редкие земли и пр.

При тектоническом районировании древние геоблоки вырисовываются как геологические сооружения, претерпевшие весьма длительное (начиная с протерозоя) воздымание и соответственно денудацию. Благодаря этому на поверхность выведены грандиозные поля древних метаморфических пород, характерных для глубинных зон «гранитного», (гранито-метаморфического) слоя. Составные части этих геоблоков (археиды и ранние протерозонды) образуют самостоятельные регионы, обычно отделяющиеся друг от друга зонами разломов. В глубоких эрозионных срезках геоблоков вскрыты весьма сложные складчатые структуры докембрийских образований. Среди них последнее время начинают различать и более простые крупные брахиформные структуры. Процессы перерождения горных пород (палингенез, реоморфизм, анатектоидные преобразования) распространены на всех доступных для наблюдения выходах архея и раннего протерозоя. Это — геоблоки плутоногенного типа (Красный, 1964). Геоблоки подвергались магматической регенерации и аркогенезу (образование сводовых поднятий и предгорных впадин), что подчеркивает особую форму тектонических движений.

Древние геоблоки выделяются в целом пониженным уровнем гравитационного поля и значительной мощностью земной коры (до 35—45 км). Предполагается, что поверхность Конрада в этих геоблоках находится в сравнительной близости (на глубине 6—10 км) от поверхности Земли. В локальных районах резкого поднятия поверхности Конрада наблюдаются положительные гравитационные аномалии. Намечается связь региональных минимумов гравитационного поля с зонами активизации. Длительное устойчивое воздымание древних геоблоков в поздне- и послерифейское время позволяет назвать тектонический режим этого времени анастабильным.

б. Палеозойско-мезозойский геоблок катастабильного типа. Примером геоблока, отличающегося от только что описанных отчетливо выраженной в палеозое и мезозое, а возможно и в отдельные периоды позднего докембрия, тенденцией к погружению, является Колымский (Яно-Чукотский). В пределах этого геоблока отдель-

ные, более мелкие блоки кристаллического фундамента неравномерно опущены на различную глубину и, вероятно, почти всюду подстилают осадочный слой земной коры. Для рассматриваемого геоблока характерно широкое развитие карбонатных пород в нижнем и среднем палеозое и терригенных — в верхнем карбоне — юре. В связи с упомянутыми особенностями фундамента в геоблоке возникают особого типа пологие структурные формы — планории, представляющие собой выдержанные на больших расстояниях (десятки, первые сотни километров) весьма пологие складки. Ранее они выделялись под названием «районов пологих дислокаций», детально изученных К. Я. Спрингисом. В планориях, как указывают В. Ф. Белый, А. А. Николаевский, С. М. Тильман и Н. А. Шило (1964), нередко наблюдаются шильфовые и эпиконтинентальные субформации с местными размывами и косою слоистостью и местами с сокращением мощностей. Особенности мезозойского Колымского геоблока, подчеркнутые рядом исследователей (Ю. М. Пушаровский, Ю. А. Косыгин и др.), существенно отличают его от ортогеосинклинальных областей.

В целом рассматриваемый геоблок относится по петролого-геохимическому профилю к сиало-литическому типу (Красный, 1961). В инверсионную или постинверсионную стадию вдоль границ крупных воздымающихся складчатых сооружений и массивов в сравнительно узкую зону проникают гранитные интрузии. В пределах геоблока различаются Верхояно-Колымская и Чукотская геосинклинальные-складчатые (подвижные) области.

Рассматриваемый геоблок характеризуется довольно мощной (до 35—40 км) земной корой. Простираение локальных магнитных аномалий отражает здесь простираение мезозойских структур. Лишь в нескольких местах по магнитным данным намечаются меридиональные простирания, свойственные более древним комплексам. По гравиметрическим данным в области древних массивов (Колымского и Омолонского) можно предполагать некоторое сокращение мощности земной коры. Длительное устойчивое погружение этого геоблока в рифее (?), палеозое и мезозое позволяет назвать тектонический режим этого времени катастабильным.

в. Палеозойские и более молодые мобильные геоблоки. Подвижные геоблоки с резко зонально дифференцированным тектоническим режимом занимают широкую полосу в Центральной Азии и на Востоке СССР от складчатых сооружений Казахстана до Татарского пролива. Это палеозойские и палеозойско-мезозойские области завершённой складчатости. Другой ряд своеобразных, четко выраженных в геоморфологическом и тектоническом отношениях геоблоков располагается на крайнем востоке Азии, охватывая краевые моря Тихоокеанского бассейна. Здесь в позднем мезозое и кайнозое (включая современную эпоху) происходили и происходят сложные тектонические преобразования, включающие активное раздробление (и раздвигание?) различных структурных элементов, погружение массивов и поднятие цепей островных дуг, мощные сейсмические и вулканические явления и пр. Казахстанскому палеозойскому геоблоку посвящена обширная литература, в том числе тектоническая и геофизическая. Опираясь на новейшие тектонические исследования А. А. Богданова (1965), Н. С. Зайцева (1964), В. П. Нехорошева (1966), Э. Н. Янова (1964) и др., а также А. П. Андреева, В. В. Бродового и др. (1966), можно подчеркнуть следующие его особенности, возможно имеющие и более общее значение. Заложение геосинклинальных систем Казахстанского геоблока относится к позднему докембрию и было приурочено к зонам, образованным глубинными разломами трех главнейших направлений — северо-западного, субмеридионального и субширотного. Сочетание этих зон разломов с существенно дорифейскими массивами — Кокчетавским, Тургайским, Балхашским, Акбастауским и Славгородским, выходящими

на поверхность и погруженными под мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, обусловили мозаичность строения геоблока. Консолидация Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня, Горного и Монгольского Алтая в ордовике или силуре создала обширные раннепалеозойские массивы, в пределах которых в унаследованных прогибах залежились новые — Джунгарская (Джунгаро-Балхашская) и Зайсанская геосинклинальные системы. На внешней границе раннепалеозойского массива и Джунгарской геосинклинальной системы в девоне сформировался пограничный вулканогенный пояс. Существуют и другие варианты тектонического районирования геоблока. Так, А. А. Богданов (1965) к востоку и северо-востоку от каледонского срединного массива выделяет: Джунгаро-Алтайскую систему варисцид, состоящую из Джунгаро-Балхашской миогеосинклинальной зоны, Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и Иртыш-Зайсанской эвгеосинклинальной зоны и зоны Рудного и Горного Алтая. Дискуссионной остается северо-восточная граница геоблока.

В историко-геологическом отношении Казахстанский геоблок — структура гетерогенная. В ней различаются зональность структурно-формационных комплексов как вкрест простирания, так и по простиранию, а также смена плио- и миомагматических зон по вертикали. Наблюдаются весьма протяженные желоба (троги, рвы, борозды) раннегеосинклинального типа с мощными телами подводных вулканитов и спокойные опускания по краям жестких сооружений, почти лишенные эффузивов. Все исследователи подчеркивают одновременность консолидации ранне-, средне- и позднепалеозойских структур и неравномерность (пояса, рои, зоны) размещения интрузивов. Все это обусловило принадлежность Казахстанского геоблока к одной из крупнейших рудных провинций мира с разнообразными многочисленными металлогеническими зонами. Вскрытие тектонических и металлогенических закономерностей этого сложного геоблока является несомненной заслугой передовой советской научной мысли. По петролого-геохимическому профилю геоблок относится к фемическо-сиалическому типу.

Геофизическая изученность Казахстанского геоблока неравномерна. Новейшие сводки (Андреев и др., 1966) касаются его западной и северо-восточной частей, находящихся в пределах Советского Союза. А. П. Андреевым дана сравнительная характеристика разрезов земной коры в различных зонах Казахстанского геоблока. Из приводимых колонок видно, что средняя мощность коры составляет 40—50 км. Заметное увеличение земной коры наблюдается в позднепалеозойских (герцинских) складчатых системах. Физические поля в пределах геоблока образуют цепочки локальных гравитационных аномалий, вытянутых в нескольких направлениях, совпадающих с направлениями зон глубинных разломов. Морфология магнитного поля в общих чертах близка к морфологии поля силы тяжести.

Известные трудности в связи с широким развитием эпигерцинского осадочного чехла возникают при характеристике Западно-Европейского геоблока, под которым, главным образом, понимается герцинская Западная Европа, четко показанная на Международной тектонической карте Европы. Здесь, так же как и на других геоблоках, бросается в глаза угловато-петельчатое расположение структур: массивов и обрамляющих их складчатых зон, что уже давно было отмечено С. Бубновым, Фр. Лотце (Lotze, 1953) и в недавнее время — Ф. У. Данингом, С. Соколовским, Г. Зноске, Г. Кельбелем, Г. Р. фон Гертнером, А. Ватцнауером, В. Заубеком и М. Машка, М. Ж. Грендором и др. (Тектоника Европы, 1964). В Западно-Европейском и Казахстанском геоблоках различаются, так же как и в древних геоблоках, глыбовые структуры — массивы. Это ядра Центрально-Французского и Чешского

и других массивов в первом геоблоке и Кокчетавский, Улутауский массивы в Центральном Казахстане. Относительно полно изученные более молодые геосинклинальные-складчатые системы — Рено-Герцинская, Саксо-Тюрингская, Лысогурская и другие в Европе и Джунгарская, Зайсанская в Казахстане — позволяют выделить в них зоны геосинклинальных поднятий и геосинклинальных опусканий (в том числе и приразломные прогибы), образованные в собственно геосинклинальную стадию, и межгорные прогибы, и впадины, и различные вулканотектонические структуры, сформировавшиеся в постгеосинклинальную стадию.

Последним из выбранных мною примеров подвижных геоблоков с дифференцированным тектоническим режимом в области континентальной коры служит Амурский геоблок, представляющий собой сложное палеозойско-мезозойское глыбово-складчатое сооружение. Этот геоблок расположен на раздробленных глубоко погруженных древних (до позднекембрийских) структурах, что обусловило проницаемость его для магматических внедрений. Последние проявились во всех стадиях развития Южно-Монгольской, Большехинганской, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской геосинклинальных-складчатых (подвижных) систем, слагающих геоблок. Раздробление способствовало образованию характерных узких шовных геосинклинальных зон, расположенных вдоль разломов глубокого заложения. В этих зонах происходило накопление кремнисто-терригенно-вулканогенных толщ.

Амурский геоблок в своей восточной части (в пределах СССР) характеризуется относительно небольшой мощностью земной коры, образующей местами некоторое утолщение (до 40 км). Для его большей части не свойствен региональный гравитационный минимум и аномалии магнитного поля ΔT . Локальные магнитные и гравитационные аномалии обособляют структуру мезозойского геоблока, окаймляющую с севера выступы древней Китайской платформы. В целом это геоблок сиалического профиля. Ультраосновные и основные интрузии имеют здесь незначительное распространение, тогда как граниты и их производные резко господствуют. Мезозойский гранитоидный магматизм, имеющий весьма важное металлогеническое значение, омолаживающийся в направлении с запада на восток (триасовые гранитоиды Южно-Монгольской складчатой системы, юрские и раннемеловые — в Монголо-Охотской и позднемеловые — в Сихотэ-Алиньской), подчеркивает единство всего геоблока. Северной границей геоблока служит зона Монголо-Охотского глубинного разлома, южная его граница трассируется глубинным разломом, ограничивающим с севера Китайский геоблок. На западе геоблок обрамляют глубинные разломы Баянхонгорский и Эдэргининский. Первый из них идет по западному краю Монголо-Охотской складчатой области, а второй служит рубежом массового развития меловых прогибов, характерных для Южно-Монгольской складчатой системы.

Естественной восточной границей геоблока служит Восточно-Сихотэ-Алиньское звено Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Последний, как известно, характеризует пограничную зону между континентальной корой и корой переходного типа и севернее за пределами этого геоблока (Охотско-Чукотское звено). Этот пограничный шов сопровождается аномалиями типа «гравитационных ступеней». К нему приурочены полосы быстропеременных локальных аномалий на фоне повышенной аномалии ΔT . В целом Амурский геоблок, имеющий кору континентального типа, является регионом концентрации олова, вольфрама, золота, отнесенным двадцать лет назад С. С. Смирновым к внешней части Тихоокеанского пояса.

В заключение краткого описания некоторых геоблоков мобильного типа следует остановиться на Охотском геоблоке, существенно отличающемся от вышеописанных своим периокеанским положением. Он

находится в области перестройки земной коры на стыке материковых и океанических структур со сложным взаимоотношением континентальной и переходной к океаническому типу коры. Для этого геоблока, относящегося к внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса, характерно широкое развитие кремнисто-вулканогенной и морской диатомитовой формации (не известной на континенте), ультраосновной магматизм, а также современный активный вулканизм и высокая сейсмичность, приуроченная к зоне островных дуг.

В геоблоке отдельные более мелкие блоки (северная и центральная части Охотского моря и Западная Камчатка) имеют «гранитный» слой пониженной мощности (суммарная мощность земной коры — 20—25 км). Другие блоки (южная часть Охотского моря) имеют кору, близкую к океанической, без «гранитного» слоя, но с более мощной, чем в океане, толщиной рыхлых осадков и «базальтового» слоя.

Разломный характер ограничений геоблока не вызывает сомнений. Наличие зон глубинных разломов подтверждается приуроченностью к ним полос сплошного развития вышеупомянутых вулканогенных пород (на западе) и цепи действующих и сравнительно недавно потухших вулканов на востоке («андезитовая» линия). В пределах геоблока представляется возможным выделить подвижные системы с завершённой складчатостью (Сахалин, Западно-Камчатско-Корякская) и еще «живую» геосинклинальную систему (Курило-Восточно-Камчатскую). Геофизические особенности Охотского геоблока довольно подробно были освещены Б. А. Андреевым («Геологическое строение...», 1966), С. А. Федотовым (1966), И. П. Косминской и др. (1964).

г. Мезозойско-кайнозойские геобассейны катастабильного типа. Особое положение среди геоблоков с катастабильным режимом занимают крупные депрессии — плиты, имеющие обычную для геоблоков полигональную форму. Эти геоблоки представляют собой важные нефтегазоносные провинции. В СССР к ним относятся Западно-Сибирский и Туранский геоблоки. За рубежом сходный тип структуры известен на юго-восточной окраине Северной Америки. Это геоблок, охватывающий Прибрежную равнину Мексиканского залива.

Перечисленные геоблоки с подчеркнuto нисходящим развитием, соизмеримые по величине и особенностям геологической истории, образуют огромные седиментационные бассейны, выполненные осадками мезозоя и кайнозоя, полого-волнисто залегающими на гетерогенно построенном, преимущественно складчатом фундаменте. В силу отмеченных выше особенностей их, возможно, правильнее было бы назвать геобассейнами.

Примером геоблока (геобассейна), изученного в главных чертах в недавние годы, является Западно-Сибирский, широко освещенный в геологической литературе (Ростовцев, 1966; Фотиади, Сурков, 1967 и др.). В фундаменте Западно-Сибирского геобассейна, как и в ранее описанных геоблоках, выделяются массивы (Уват-Тавдинский и др.) и складчатые системы (не менее двух-трех). Граница Западно-Сибирского геобассейна следует по зонам глубинных разломов и, судя по новейшей схеме строения фундамента, его основание значительно раздроблено.

Установлено, что валлообразные поднятия в верхнем структурном этаже совпадают с полосовыми отрицательными магнитными и гравитационными аномалиями, а прогибы — с положительными аномалиями.

По результатам бурения и геофизическим данным, между фундаментом геобассейна и верхним (покровным) мезозойско-кайнозойским структурным этажом существует еще один структурный этаж. Отложения его выполняющие (средний триас-лейас), залегают в отдельных грабенах и осевых частях впадин. На фоне очень широких и пологих синклинальных изгибов выделяются упомянутые выше валлообразные поднятия, имеющие то изометрическую форму, то линейно вытянутую приуроченную к ступенчатым блоковым погружениям фундамента.

Мощность земной коры в пределах Западно-Сибирского геобассейна составляет 35—40 км. Из них на «базальтовый» слой в центральной части геобассейна падает около 15 км, а на его периферии — 20 км.

ОБЩИЙ ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ ГЕОБЛОКОВ

а. Размеры геоблоков. Описанные примеры геоблоков разного типа позволяют сделать следующее их сравнение по размерам. При этом принимается во внимание их площадь в современных структурах, как они обычно изображаются на тектонических картах (табл. 1).

Эта первая прикидка размеров геоблоков разного возраста показала, что они находятся в пределах величин одного порядка (от 1 до 5 млн. км²), что, вероятно, имеет генетическое значение.

Уместно отметить, что, анализируя аномальные геомагнитные поля Русской платформы, А. А. Борисов и Г. И. Круглякова (1967) выделили Украинско-Воронежско-Северо-Каспийскую область отрицательных значений ΔT_a площадью 1,5—2,0 млн. км². Эти авторы устанавливают возможность корреляции этой магнитной депрессии с особенностями глущинной структуры региона. Добавим несколько слов о размерах океанических геоблоков, которые в этой статье специально не рассматриваются. Последними работами Б. Хейзена и М. Тарп доказано существование в Индийском океане значительных участков, ограниченных разломами.

Таблица 1

Название	Длина, км	Ширина, км	Площадь, км ²	Эпохи поднятий и опусканий
I. Анастабильные геоблоки (щиты)				
Балтийский	1800	800	1,5 · 10 ⁶	↑ Rf—Q
Средне-Сибирский	1900	1200	2,3 · 10 ⁶	
Алданский	1200	900	1,1 · 10 ⁶	
Канадский	2700	1800	4,8 · 10 ⁶	
II. Катастабильные геоблоки				
А. Колымский тип				
Колымский	1600	1100	1,8 · 10 ⁶	↓ Rf—Cm (?) ↓ O—J ₂
Б. Западно-Сибирский тип (геобассейны)				
Западно-Сибирский	2200	1400	0,1 · 10 ⁶	↓ Mz—Kz
Туранский	1600	1200	1,9 · 10 ⁶	
Мексиканский залив и его прибрежные провинции	1900	1800	2,0 · 10 ⁶	
III. Мобильные (дифференцированные) геоблоки				
А. В областях завершённой складчатости				
Казахстанский	2400	900	2,2 · 10 ⁶	↑ S ₂ —P T—Q ↓ Rf—O O—C ₁
Западно-Европейский	1300	1000	1,3 · 10 ⁶	↑ Rf—Cm C ₂ —P ↓ O—D C ₁ t—C ₁ n
Амурский	2500	1200	3,0 · 10 ⁶	↑ Cm ₂ —O C ₃ —P Pg—Q ↓ Rf—Cm ₁ S—C ₁ T—J
Б. В современных подвижных областях				
Беринговский	1600	1300	1,9 · 10 ⁶	↑ T (?) Pc—Ec ↓ D—P (?) J—Cr ₁ (?)
Охотский	1500	1100	1,7 · 10 ⁶	

Примечание. ↓ — время преобладающего опускания, ↑ — время преобладающего поднятия.

Таблица 3

Общая характеристика некоторых геоблоков (сводка минерогенеза дна по М. И. Ицкиному, Л. И. Красному, Е. А. Радкевич, А. И. Семенову, Ю. А. Старицкому, Е. Т. Шаталову и др.)

Геоблоки	Массивы ранней стабилизации	Складчатые и геосинклинальные системы	Петролого-геохимический профиль	Минерогенез				
				эндогенная	экзогенная	глубинные связи		
						1	2	3
Балтийский	Мурманский, Беломорский	Карельская Свекофенская	Сиалическо-фемический	Fe, Si Co, Ni, Cu [Апатит]		++	--	
Анданский	Алданский	Становая	Ультраметаморфический	Cr, Pf [Mo, Au]		++	--	
Канадский	Сьюпернор, } Кенорий-Слейв	Черчилл Гренвилл		Слюда: флогопит мусковит			++	++
Западно-Европейский	Центрально-Французский, Чешский	Рено-Герцинская Саксо-Тюрингская Лысогурская	Сиалический	Pb, Zn, Ag F, Ba Fe	Cu; Al, Y, соли	++	--	
Казахстанский	Центрально-Казахстанский—Северо-Тяньшанский Алтайский	Джунгарская Зайсанская	Сиалическо-фемический	Fe, Si Au, Mo Cu, Pb, Zn W Алюмокварциты	P	++	--	++
Амурский	Буреинский Ханкайский Аргунский	Южно-Монгольская Большехинганская Монголо-Охотская Сихотэ-Алиньская Верхояно-Колымская Чукотская	Фемическо-сиалический	Au Pb, Mn, Mo Sn W F, Hg	Fe, Mn, P, Y	++	--	++
Колымский	Колымский Омолонский		Сиалическо-литический	Au Sn, M Hg		++	--	++
Западно-Сибирский	Уват-Тавдинский и др.	Фундамент Имеются 2—3	Покров Литический		P, H—F, Y H—Г Fe Al	--	--	++
Охотский	Центрально-Охотский	Хоккайдо-Сахалинская Охотско-Корякская Курило-Восточно-Камчатская	Литическо-фемический	Cr(?), Pt(?), Cu Hg, Ba, S	H—Г, Y	++	--	++

Примечание. H—Г—нефть, газ; Y—уголь [Au]—в рамке минералы и элементы, связанные с процессами активизации. Глубинные связи: 1—магнитные, 2—корыце, 3—отсутствуют; ++ основные связи, --- менее выраженные, — предположительные.

Так, к западу от Австралии и к югу от Индонезийской дуги чрезвычайно четко вырисовывается геоблок площадью около $6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Другие более мелкие геоблоки $1,0\text{--}2,0 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ намечаются к юго-востоку от Африки и в северной части Индийского океана.

Не менее интересны с позиций делимости коры ячеи, стороны которых трассируются на поверхности цепочками базальтовых островов в северо-западной части Тихого океана. Средние размеры этих ячеей $2,0\text{--}6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Другого типа ячеи, ограниченные разломами широтного направления, известны в северо-восточной части Тихого океана.

б. Массивы и линейные системы в геоблоках. Как хорошо видно на рисунке и в табл. 2, в которой суммированы данные по некоторым геоблокам, в строении всех геоблоков участвуют как массивы

Таблица 3

Геосинклинальный ряд	Квазигеосинклинальный ряд	Негеосинклинальный ряд
<p><i>Линейные геосинклинальные складчатые шовные системы</i> (примеры: Джагдинская шовная система, Дахуншаньская шовная система)</p>	<p><i>Перикратонные прогибы</i> (примеры: Сетте-Дабанский перикратонный прогиб, Загорский перикратонный прогиб)</p>	<p><i>Вулканогенные пояса</i> (пример: Охотско-Чукотский вулканоген) <i>Краевые прогибы</i> (пример: Приверхоанский краевой прогиб) <i>Шовные прогибы</i> (пример: преддобруджинский шовный прогиб)</p>

вы ранней стабилизации и другие более или менее изометричные структуры, так и линейные или близкие к ним складчатые и геосинклинальные структуры. Это относится и к древнейшим геоблокам (щитам), и к наиболее молодым, еще «живым» геоблокам с перестраивающейся корой.

Типовые особенности геоблоков отличаются также их петролого-геохимическим профилем (Красный, 1961) и минерагенной (см. табл. 2).

в. Соотношение геоблоков с платформами и геосинклиналями. Возникает важный вопрос: в каком соотношении находятся геоблоки с платформами, геосинклиналями и разного рода массивами (срединными и др.)? Не вводится ли дополнительно усложнение, «перегрузка» достаточно обоснованных тектонических построений?

Представляется, что дискриминации понятий древних платформ (типа Сибирской, Русской, Северо-Американской и др.) и настоящих ортогеосинклиналей (типа Уральской, Аппалачской, Альпийской и др.) нет. Все эти структуры, как это доказано, составляют самостоятельные платформенные глыбы и линейные геосинклинальные пояса. Однако нельзя отбросить твердо установленные данные о существовании и другого типа структур. В них массивы и геосинклинальные системы в ходе геологической истории объединяются в сложный, с внутренней мозаикой, угловатый, нередко полигональный, геоблок, границы которого, как мы увидим ниже, определяются древней первичной делимостью тектоносферы. Отсюда следует, что геосинклинальная теория остается справедливой. Складчатые, геосинклинальные системы содержатся в качестве важнейших структурных подразделений в составе геоблоков и, кроме того, имеют самостоятельное значение как межгеоблоковые, пограничные структуры. В платформах, как это показано многими исследователями, имеется своя делимость. В настоящей статье из них выделены древние глыбы (щиты) как более доступные и яркие примеры геоблоков.

На рисунке сделана попытка показать не только геоблоки Центральной, Северной и Восточной Азии, но и теоретически и практически весь

ма важные и разнообразные пограничные — межблоковые структуры. Еще в объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1957) было акцентировано внимание, что для истории развития земной коры огромное значение имеют пограничные структуры между платформами и складчатыми областями. К ним были отнесены краевые швы — зоны глубинных разломов весьма длительного развития, особенно резко выраженные в тех случаях, когда высоко поднятый участок древней платформы граничит с геосинклинальной системой, и краевые прогибы. Позднее возникли представления о перикратонных опусканиях, шовных прогибах разного типа и других пограничных структурах.

Не вдаваясь подробно в этот вопрос, которому должны быть посвящены особые исследования, можно наметить ряды пограничных структур, указанные в табл. 3.

К другому ряду пограничных структур должны относиться, как было указано выше, краевые швы, или краевые разломы. Нередки случаи, когда линейные складчатые системы переходят в краевые швы.

Если возникают сомнения, к какому ряду отнести те или иные межгеоблоковые структуры, то предпочтение должно отдаваться формационным признакам, характеризующим горные породы, их слагающие. В этом отношении полезно вспомнить о дискуссии, прошедшей на Тбилисском симпозиуме по альпийской тектонике в 1965 г. Выступая на этом совещании, Дюбертре (1966) защищал положение, что линейная складчатая система Загроса, морфологически сходная с Альпийской складчатой системой Ирана, по своим формационным признакам (преобладание галогенных и карбонатных толщ) должна быть присоединена к Аравийской платформе и закрашена на тектонической карте особым цветом. В то же время В. Е. Хаин возражал ему, считая, что линейная складчатость определяет принадлежность Загроса к альпийской геосинклинали.

Автору представляется верной закономерность, отмеченная Л. де Ситтером, что края крупных блоков отличаются повышенной тектонической подвижностью. Это было установлено для восточной части Западно-Европейского геоблока (де Ситтер, 1960, стр. 400, рис. 30) и для Бурейнского массива С. А. Музылевым (1938). Естественно, что в краевых частях геоблоков (и массивов) развиваются особые структуры, тесно связанные с зонами глубинных разломов, иногда довольно значительной ширины (десятки и первые сотни километров). Это по существу подвижные пояса длительного развития, выраженные на поверхности в различных дислокациях (Лазько, Резвой, 1965). Поэтому ряды межблоковых структур столь разнообразны.

Развитие представлений о глыбовых и межглыбовых структурах должно усилить внимание к проблеме входящих углов и выступов геоблоков. Г. Штилле, а затем подробнее Н. С. Шатским (1964, стр. 491) было отмечено структурное значение внутренних и внешних углов платформ и подробно разобран ряд примеров (Большой Донбасс, Вичита, грабен Осло и др.), причем главное внимание уделялось осадочному выполнению «краевых поперечных систем». Однако не менее важное значение имеют и магматизм входящих углов и выступов геоблоков. Эти «тектоно-магматические углы» (термин предложен Б. А. Андреевым) обладают иногда весьма длительной и важной в минерагеническом отношении историей магматизма. Таковы, например, тектоно-магматические входящие углы на северо-западной и северо-восточной окраинах Алданского щита. Магматическая жизнь их продолжалась (с перерывами) от протерозоя до мезозоя (табл. 4).

Разобранные выше примеры геоблоков, позволившие сформулировать определение этих структур, относятся к современной тектонической картине как наблюдаемой на поверхности геоида, так и вскрытой геологическими и геофизическими методами на известную глубину.

Таблица 4

**«Тектоно-магматические углы» окраин
Алданского геоблока
(составил В. В. Русс по «Тектоно-магматической
карте северо-западной части
Тихоокеанского подвижного пояса»)**

Геологический возраст	Формации тектоно-магматических зон	
	Олекминской	Маймаканской
Pt ₁	габбро-диабазовая — Fe, Ti гранитовая диорит-гранит-гранодиоритовая	габбро-диабазовая — Fe, Ti гранитовая диорит-гранит-гранодиоритовая
Pt ₂	Западный входящий угол	Восточный входящий угол
Pt ₂		
Pt ₃	трапповая щелочно-ультрасиенитовая с карбонатитами и кимберлитами	граносиенит-гранитовая щелочных гранитов и сиенитов трапповая
D ₂₋₃ T ₁ C ₁	трапповая—Ti кимберлитовая щелочных габброидов, сиенитов—Au, Pb, Zn	трапповая диорит-сиенитовая—Au, Pb, Zn, F

Естественно, что эта картина отражает длительную эволюцию земной коры и подкорковых оболочек и, в частности, неотектонический этап. Впрочем, последний, вероятно, лишь моделирует геоблоки, но не влияет существенно на их границы.

Предполагается (Тура-ринов, Войткевич, 1966), что формирование первичных блоков земной коры относится к предгеологическому периоду истории Земли (4500—3500 млн. лет назад). Не исключено, что основа первичной неоднородности (делимости) была заложена еще в протопланетный этап образования нашей планеты. Разломы, ограничивающие геоблоки в океанах, также, возможно, представляют собой звенья «...древней системы крупных нарушений (разрядка наша.— Л. К.), охвативших весь земной шар, и проявившейся, в

частности, на океанических поднятиях, с их дифференцированными поднятиями» (Менард, 1966, стр. 67).

К выводу о том, что первоначальная сегментированность коры на блоки явилась контролирующим фактором при последующей деформации, пришли также Дж. Муди и Д. Хилл (1960).

Итак, имеются многочисленные сторонники гипотезы первичной и очень древней неоднородности тектоносферы, к которым присоединяется и автор. Современная геология и геофизика подтверждают фактически материалами идею о неоднородности тектоносфер. Распределение очагов вулканов в коре и верхней мантии (Г. Горшков), определение петрологических и физических характеристик мантийного (?) материала (Удинцев, Мангани, Вуллард и др.), соотношения между тепловыми потоками и землетрясениями (Любимова, Гирдлер), соотношения между современным рельефом, аномалиями силы тяжести и положением границы М (Симоненко, Вуллард и др.), пересчеты магнитного поля для различных высот и глубин по его значениям, полученным на поверхности (Борисов, Круглякова, Туезов, М. Красный, Павлов, Соловьев), экспериментальные исследования в условиях высоких температур и давлений (М. Воларович) — все это бесспорно свидетельствует, что как в вертикальном, так и в латеральном направлениях верхняя мантия и земная

кора обладают особенностями, обуславливающими известную индивидуальность геоблоков.

Следует отметить, что многие представители советской тектонической школы уже давно ставили вопрос о связи глыбовых структур, четко выраженных на поверхности, с процессами преобразования вещества на больших глубинах. Так, Б. А. Петрушевский (1955, стр. 51) высказал следующую мысль: «... выделяя путем историко-структурного анализа те или иные крупные структурные комплексы — блоки, существенно отличающиеся от соседних, можно предполагать, во-первых, что чем крупнее данный блок, тем более глубокие он имеет корни, во-вторых, чем больше его отличия от прилегающих к нему блоков, тем резче может быть характер их сочленения и тем на большие глубины будет сохраняться резкость их разграничения».

Можно согласиться, что планетарное растрескивание или, другими словами, система регматического раскалывания, в результате которой происходило первичное деление земной коры на геоблоки, могло возникнуть вследствие разрядки напряжения в контрастно сопрягающихся глубинных структурах.

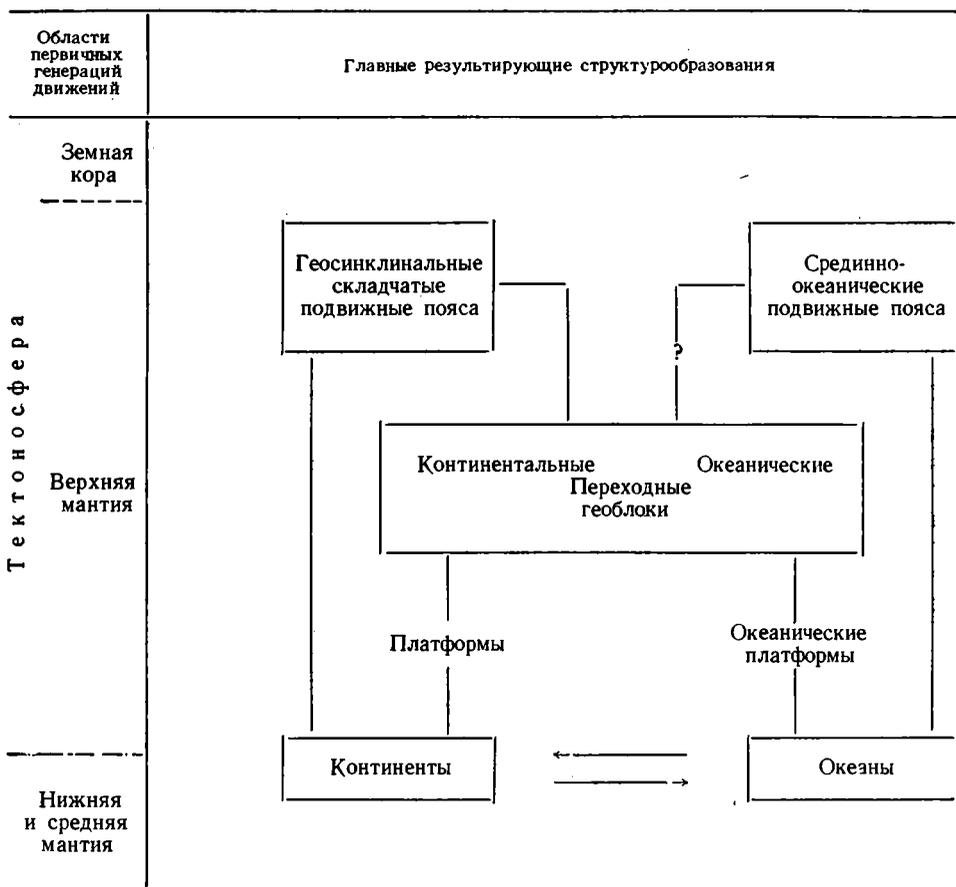
Протопланетные узлы и ядра, последующее формирование первичных блоков создало глыбовую (или петельчато-глыбовую) начальную структуру глубинно-поверхностного слоя планеты. Унаследованность этой первичной делимости имела решающее значение при дальнейшей эволюции мантии и коры. Какими бы ни были преобразования и перестройки верхних оболочек геоида, в них, вероятно, сказывались древнейшие элементы делимости. Геофизики предполагают, что и в настоящее время «между крупнейшими блоками коры и мантии устанавливаются определенные соответствия, и для некоторых зон можно говорить о коромантийных блоках» (Косминская, 1966, стр. 42, разрядка наша. — Л. К.). Используя первичную систему делимости, можно считать, что в тектоносфере в геологически обозримый отрезок времени происходили, как мы видели на некоторых примерах, «движения оседания» и «движения поднятия» (Шатский, 1965, стр. 71) в пределах геоблоков с катастабильными и анастабильными режимами и более резко разнонаправленные дифференцированные движения в геоблоках с мобильным режимом. В целом, если там можно выразиться, в результате глубокого дыхания Земли двигались крупные геоблоки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из изложенного выше видно, что реальная картина размещения геоблоков только начинает вырисовываться. На установление закономерностей их распределения в материковых и океанических структурах потребуются известное время. Однако уже сейчас ясно, что глубинные движения в тектоносфере как вертикальные (главные), так и сдвиговые (подчиненные) значительной амплитуды, обусловили ее делимость на геоблоки, входящие в состав материков и океанов. Эти движения охватывают в глубинах и на поверхности Земли тектонически четко выраженные области во многие сотни и тысячи километров в поперечнике. Примеры, разобранные выше, показывают, что геоблоками следует называть крупные региональные структуры размером (800—1400) × (1500—2200) км, т. е. общей площадью около 1—5 млн. км², обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма и отсюда — определенными формационными рядами и соответственно типовым набором минерагенических областей. Ограничениями геоблоков служат долгоживущие глубинные разломы, характеризующие общую делимость тектоносферы. В геоблоках анастабильного типа («высокого стояния») и мобильного (дифференцированного) типа, а также в фун-

даменте геоблоков катастабильного типа («низкого стояния») обычно различаются две-три геосинклинальные-складчатые системы, имеющие близкие (но не одинаковые) условия заложения и развития, а также массивы древней и ранней консолидации. Обычно начало и завершение главных тектонических процессов сдвинуто для соседних геосинклинальных складчатых систем одного геоблока на один-два периода, реже на одну-две эпохи. Геоблоки могут характеризоваться и принципиально важным наложением («активизацией») тектонических процессов, существенно меняющих установившийся в течение длительного времени режим. Между геоблоками развивается важная группа межглыбовых (межгеоблоковых) пограничных структур. Существенное значение приобретают входящие углы и выступы геоблоков.

Таблица 5



В этой статье обращено внимание на один из главных структурных элементов тектоносферы, который тесно связан с другими планетарными структурами (табл. 5). Вслед за Б. А. Петрушевским (1955) и ван Беммеленом (van Bemmelen, 1965) можно признать, что образование более крупных тектонических структур связано с движениями в более глубоких геосферах.

Блоки разных размеров, конкретно отражающие дискретность структур Земли, не являются, вероятно, принадлежностью только нашей планеты. Их, по-видимому, можно различать на Луне (Бенеш, 1966), Марсе и других планетах.

Литература

- Аджирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Сб. ВСЕГЕИ. Мат. по регион. геологии, № 58, 1961.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. Н., Морозов М. Д., Эйдли Р. А. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. Сов. геология, № 6, 1966.
- Андреев Б. А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР. Докл. АН СССР, т. 170, № 2, 1966.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Тр. Сев.-Вост. компл. ин-та, Магадан, вып. 11, 1964.
- Бенеш К. Тектоническая ситуация лунных структур Птоломей и Альфонс и их окрестностей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1966.
- Биллингс М. П. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 40, № 5 и 6, 1965.
- Борисов А. А. О динамической активизации земной коры в процессе тектогенеза. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Борисов А. А., Кругликова Г. И. Региональные и зональные аномалии геоманнитного поля европейской части СССР. Св. геология, № 1, 1967.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Булина Л. В., Спижарский Т. Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 12, 1965.
- Воронов П. С. Мегарельеф Земли и ее некоторые глобальные процессы. Мат. к совещ. «Общие закономерности геологических явлений», Л., вып. 2, 1965.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Недра», 1966.
- Глубинные разломы. Сб. статей. Ред. Ю. К. Дзевановский. Изд-во «Недра», 1964.
- Геология глубинных разломов. Сб. статей. Ред. Д. П. Резвой. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1965.
- Дюбертре Л. Краткая характеристика 16-го листа Международной тектонической карты Европы. Геотектоника, № 4, 1965.
- Ицксон М. И. Глубинные процессы, определяющие особенности подвижных поясов северо-западной части Тихоокеанского пояса. Мат. к совещ. «Общие закономерности геологических явлений», Л., вып. 1, 1965.
- Косминская И. П. Современные проблемы глубинного сейсмического зондирования. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Косминская И. П. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1963.
- Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры. Сов. геология, № 10, 1961.
- Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Красный Л. И., Андреев Б. А. Геологическое строение, глубинная структура и геологическая история Востока СССР. Тезисы докладов Выездной сессии на Дальнем Востоке, АН СССР, ОНЗ, М., 1965.
- Лазько Е. К., Резвой Д. П. О глубинных разломах как одной из основ тектонического районирования и изучения глубинных тектонических процессов. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1965.
- Международная тектоническая карта Европы. масштаб 1 : 2 500 000. ГУГК, 1962.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Изд-во «Мир», 1966.
- Михайлов А. Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. Госгеолтехиздат, 1958.
- Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., М., 1960.
- Музылев С. А. Геологический разрез через Малый Хинган. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву. Изд-во АН СССР, т. 1, 1938.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, № 6, 1965.
- Нехорошев В. Н. Тектоника Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, т. 139, 1966.
- Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. Изд-во АН СССР, 1957.
- Пейве А. В. Общая характеристика, планетарное и пространственное расположение глубинных разломов. Ст. 1. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Ст. 2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.

- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Ростовцев Н. Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности. Геол. и геофиз., № 1, 1966.
- Ситтер Л. У., де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига, 1958.
- Суворов А. И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. В сб. «Глубинные разломы». Изд-во «Недра», 1964.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др. О некоторых типах магматических пород и особенностях их размещения в связи с блоковой тектоникой. Мат. к совещ. «Общие закономерности геологических явлений», вып. 2, 1965.
- Федотов С. А. О глубинном строении Курило-Камчатской островной дуги. В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск, 1964.
- Фотиади Э. Э., Сурков В. С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. Сов. геология, № 1, 1967.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. Сов. геология, № 12, 1966.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Чебаненко И. И. Проблема складчатых поясов земной коры. Киев, 1964.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Избр. труды, т. II. Изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С. Избр. труды, т. IV. Изд-во «Наука», 1965.
- Шейнманн Ю. М. Важные условия в тектонической истории Земли. В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Штилле Г. Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. Геотектоника, № 2, 1966.
- Янов Э. Н. Сравнительная характеристика тектоники Саяно-Алтайской и Центрально-Казахстанской складчатых областей. Складчатые области Евразии. Изд-во «Наука», 1964.
- Яншин А. Л. Проблемы срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 40 (5), 1965.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 4, 1965.
- Lotze Fr. Einige probleme der Osningtektonik. Geotekt. Forsch., № 9—10, 1953.
- Van Bemmelien R. W. The Evolution of the Atlantic Megaundation (Causing the American continental drift). Tectonophysics, № 5, 1965.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт

Статья поступила
11 апреля 1967 г.

L. I. KRASNY

GEOBLOCKS

Geological, physiographical, tectonical, and geophysical data support the idea that the continents and oceans are composed of blocks. Specific primary divisibility of the Earth's crust led to the formation of volume structures, such as blocks of various orders and massifs. Blocks (old Pre-Cambrian, Palaeozoic, and younger) consist of several folded systems of different ages and are featured by characteristic magmatism, metamorphism, sedimentation, and mineral genesis. Such block structures, from 1 to 5 million sq. km in area, are proposed to be termed «geoblocks».

There are distinguished ancient largely pre-Riphean geoblocks, with a continuous upheaval in late and post-Riphean time with an anastable (Gr. ana, up, upward) tectonic regime; those with a prolong tendency of a descending motion with a catastable (Gr. cata, down, downward) tectonic regime; and mobile geoblocks, with a regime of differentiation into zones.

Intergeoblock structures (linear geosynclinal sutural systems, and pericratonnal and sutural thoughts and foredeeps), volcanic belts, as well as re-entering angles and projections of geoblocks are discussed. Problems of the genesis of geoblocks are summarized.

All-Union Geological Research Institute
Leningrad

УДК 551.1/4+523.3

А. Л. СУХАНОВ, В. Г. ТРИФОНОВ, П. В. ФЛОРЕНСКИЙ
ГЕОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ЛУНЫ
И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛУННОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Сравнительное геолого-тектоническое изучение планет солнечной системы поможет понять основные закономерности строения и развития земной коры. Для решения некоторых задач такой сравнительной тектоники авторы сделали попытку геологического изучения и картирования лунной поверхности. Работа проводилась в Геологическом институте АН СССР, в лаборатории, руководимой М. С. Марковым. Ниже описаны методика составления и легенда геолого-морфологических карт центральной части видимого полушария Луны (масштаб 1 : 1 000 000). Приводятся данные о строении поверхностного слоя Луны, полученные в результате картирования и сравнения закартированных областей с другими участками лунной поверхности. Исходным материалом послужили телескопические фотоснимки масштаба приблизительно 1 : 1 500 000 (Kuiper, 1960), топографические карты экваториальной зоны (серия LAC, масштаб 1 : 1 000 000), фотографические снимки с космических аппаратов, астрономические и радиоастрономические данные.

Отсутствие воды, атмосферы и органической жизни на Луне резко замедляет процессы переноса и переотложения вещества. Все возникающие структурные формы прямо отражаются в рельефе и очень долго сохраняются. Поэтому по рельефу можно непосредственно судить о тектонике поверхностных частей Луны.

Со времени изобретения телескопа и почти до середины нашего века Луна находилась, так сказать, в ведении астрономии. Были составлены многочисленные каталоги и карты рельефа, атласы зарисовок и фотографий, были учтены все видимые детали лунной поверхности. Но генетическое столкновение этих деталей было довольно схематичным. Обычно кратеры объяснялись ударами метеоритов, моря — ударами астероидов, ровные участки — накоплением пыли. На протяжении последних 20 лет все большее распространение получает геологический подход к проблеме. Вопросы происхождения и истории развития рельефа все чаще трактуются с позиций эндогенных гипотез, составляются геологические карты всего видимого полушария Луны и его отдельных районов (Хабаков, 1949, 1960; Sprigg, 1944, 1945, 1950; Hackman, 1960; Шумэкер, Хэкман, 1963). В итоге этих исследований представляются твердо установленными следующие положения.

Кольцевые формы Луны — кратеры и цирки, независимо от их происхождения делятся на различные возрастные генерации. Возраст кратеров определяется по степени их сохранности и по взаимным наложениям и перекрытиям. Молодые кратеры характеризуются резкими гребнями, значительным превышением вала над днищем, у крупных кратеров часто видны террасы на склонах, центральные горки или хребты. Древние кратеры более разрушены, их рельеф сглажен, меньше превышения валов над днищами, а днища почти всегда плоские. А. В. Хабаков (1960) выделяет снизу вверх древнейшие, гиппархские, птолемеевские и коперниковские кратеры. По наличию или отсутствию светлых

венцов вокруг самых молодых кратеров и по степени сохранности Ю. М. Шумекер и Р. Д. Хэкман (1963) разделяют коперниковские кратерные образования на собственно коперниковские и более древние — эратосфенские.

Основными структурными формами Луны, по-видимому, надо считать моря (плоскодонные темные впадины) и материки (светлые возвышенные области с расчлененным рельефом). Надо подчеркнуть, что



Рис. 1. Цирк Доппельмайер, перекрытый породами современного моря

«моря» и «материки» — исторически сложившиеся термины, употребление которых еще не обозначает сходства лунных и земных морей и материков. Хотя кратеров на материках больше, материки все же не являются простым скоплением кольцевых форм. Кратеры занимают далеко не всю площадь поверхности материков, имеются даже участки, почти совершенно лишенные их. И кратеры, и межкратерные пространства нарушены разрывами, горами, грабенами, валами, холмами, грядами и горными цепями.

Породы морей, как считает большинство исследователей,

налегают на породы материков и имеют более молодой возраст. К такому же заключению пришли и авторы. Этот вывод основан на следующих данных.

1. Местами по краям лунных морей видны реликты кратерных валов в форме полумесяца или разорванного кольца (рис. 1). Породы сохранившихся частей валов залегают на материковой поверхности. Вместе с тем днища и недостающие части валов покрыты породами, слагающими морскую поверхность. Последние в таких местах залегают в виде «языка», проникшего снаружи через понижения вала и «затопившего» днище кратера (Фракастор, Янсен, Шрётер, Зёммеринг, Принц). Наблюдаются все степени переходов от кратеров рассмотренного типа к реликтам кратеров в виде тонкого полумесяца или разорванной цепочки, со всех сторон окруженных морским веществом (Уоллес, полумесяц вокруг Торичелли) и наконец к кратерам-фантомам, различимым среди сплошного покрова морских пород лишь в виде небольших останцов вала (Ламонт).

2. Разрывы и трещины, нарушающие материковую поверхность, как правило, обрываются на границе с морской поверхностью. Они появляются вновь на «островах» материковых пород, со всех сторон окруженных морскими образованиями (юго-восточный край Гнилого Болота).

3. Нередко границы моря и материка имеют извилистые очертания (южное побережье Моря Паров западнее Манилия). При этом морские породы «язычками» проникают в тектонические депрессии материка подобно ингрессивным сериям земных морей.

Во всех предшествовавших работах по стратификации лунных образований уделялось недостаточное внимание возрастному расчленению внекратерных материковых пород. Большинство исследователей выделяли на материках лишь разновозрастные кратеры и их выбросы, покрывающие некий доморской субстрат. Дж. Е. Спёрр (Spurr, 1945) допускал частичное поверхностное переплавление материкового вещества,

т. е. разновозрастность внекратерных материковых образований на разных участках. Однако трудно согласиться с возможностью такого расплавления вещества до самой поверхности на площади во многие десятки и сотни тысяч квадратных километров.

Важные наблюдения по данному вопросу были сделаны А. В. Хабаровым (1949). Вслед за М. Юэном он выделил юго-западное обрамление Моря Нектара как реликт древнего кругового моря, ограниченного береговой кордильерой Алтайского хребта. А. В. Хабаров считал подобные образования весьма редкими и не привел других примеров древних морей. Недавно Дж. П. Кейпер и В. К. Хартман (Hartmann, Kuiper, 1962) после исправления ракурсов телескопических снимков обнаружили на материках еще несколько площадей, образованных путем «расплавления и заливания» внутри впадин, ограниченных кольцевыми уступами. Но районы без таких кольцевых уступов они не рассматривали.

Поэтому в нашей работе основное внимание было уделено внекратерным материковым пространствам. Предстояло стратиграфически расчленить породы отдельных стратотипических участков материков и увязать их между собой путем прослеживания от одного участка к другому.

Были взяты несколько участков в центральной части видимого полушария Луны. На них выделяются кратеры и внекратерные площади с разной степенью и характером расчлененности рельефа. Намечается несколько повторяющихся от места к месту типичных соотношений между внекратерными площадями с разной степенью расчлененности и между такими площадями и кратерами.

1. Местами видно, что валы гиппархских кратеров лежат на более древних материковых образованиях. Вместе с тем в ряде случаев такие валы неполностью замкнуты и имеют вид более или менее искаженного полумесяца или разорванной цепочки. При этом иногда видно, что вал кратера постепенно понижается к тому месту, где он исчезает. Примерами могут служить цирки Реомюр (рис. 2), Гиппарх, Доллонд В и С, Декарт, Тейлор В, Андель М, Марко Поло, Темпл, безымянный кратер севернее Юлия Цезаря. На месте днища кратера, недостающей части вала и соседней внекратерной площади картируется единая непрерывно прослеживаемая поверхность материковых пород, которая заливом проникает внутрь кратера через понижения вала. Характерно, что поверхность этих пород, покрывающая часть кратера, обычно имеет более ровный рельеф и залегает гипсометрически ниже, чем соседняя область, на которой расположен этот кратер.

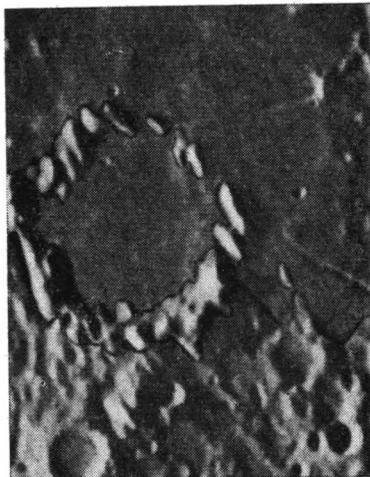


Рис. 2. Цирк Реомюр, перекрытый породами древнего моря

2. В других случаях (цирки Абуль-Фида С, Ладе, Кант D, Марко Поло и безымянный кратер восточнее Конона) реликты гиппархских кратеров в форме полумесяца или разорванной цепочки со всех сторон окружены и перекрыты породами материковой поверхности, в одинаковой степени гладкой или холмистой.

3. Степень и характер расчлененности материковой поверхности зависит от количества и степени разрушенности мелких кратеров, от количества и взаимного расположения трещин, разрывов и связанных с ними глыбовых форм рельефа. Наиболее холмистые внекратерные участки ма-

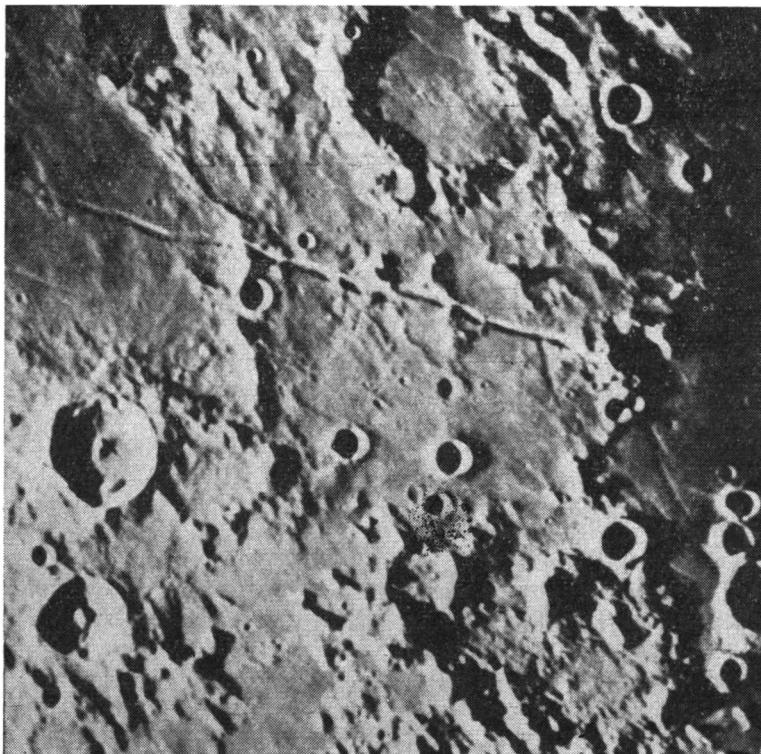


Рис. 3. Рельеф лунной поверхности в окрестностях кратера Юлий Цезарь (телескопическая фотография из атласа Кейпера, 1960)

териков и гиппархские кратеры нарушены большим количеством разрывов. Обычно они не продолжаются на более ровную поверхность, кончаются на границе и часто имеют иную ориентировку, чем «сквозные» разрывы, прослеживающиеся по всему матерiku. На соседних холмистых возвышенностях развиты одинаковые системы разрывов, отсутствующие на разделяющей их более ровной поверхности материка. Это хорошо видно по границам сильно расчлененных участков материка восточнее цирка Годен (рис. 3, 4), в районе кратера Укерт, вокруг Доллонда В, севернее Юлия Цезаря. Такие же соотношения наблюдаются у расчлененных разрывами гиппархских цирков (Кант D, Сондер, Ладе, Бёрнем, Абу-ль-Фида D, Гиппарх, Бошкович) с покрывающими их породами.

4. Границы поверхностей разной всхолмленности местами имеют извилистые очертания (район Укерта), причем породы более ровной поверхности «языками» проникают в тектонические депрессии более холмистой поверхности.

Очевидно, что в каждом стратотипическом участке соотношения между внекратерными поверхностями с разным типом рельефа такие же, как и между материками и морями. Таким образом, породы одних — более ровных материковых площадей залегают на других — более холмистых.

Для корреляции стратиграфических подразделений стратотипических участков было проведено геолого-морфологическое картирование центральной части видимого полушария Луны. По топографическим картам масштаба 1 : 1 000 000 были составлены многочисленные профили лун-

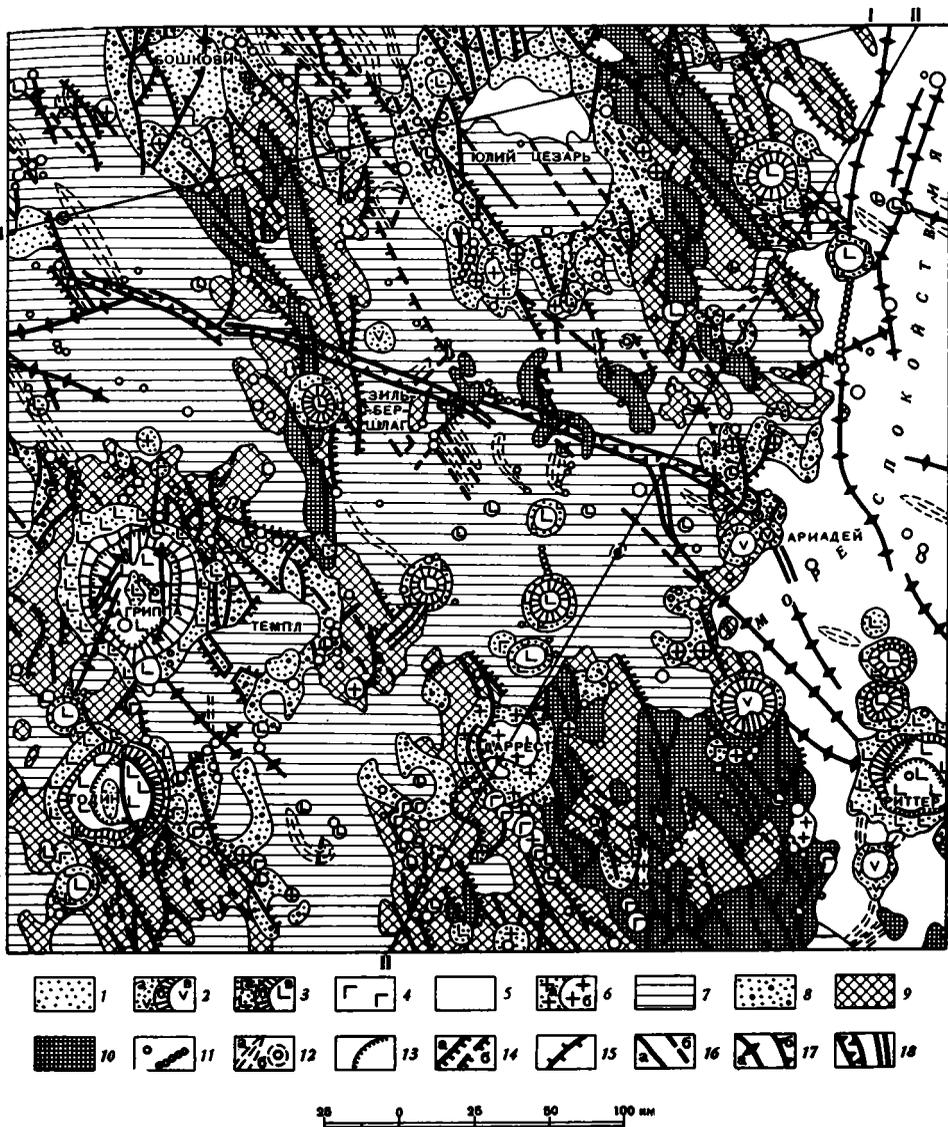


Рис. 4. Геолого-морфологическая карта окрестностей кратера Юлий Цезарь (составил В. Г. Трифонов)

1 — самые молодые морские породы (М), 2 — кратерные образования коперниковского комплекса (Кр): а — валы и центральные поднятия, б — внутренние склоны, в — дно кратера, 3 — кратерные образования эратосфенского комплекса (Ер): а — валы и центральные поднятия, б — внутренние склоны, в — дно кратера, 4 — кратерные образования архимедовского подкомплекса (Ар), 5 — морские породы процелляриевого комплекса (Пр), 6 — кратерные образования птолемеевского комплекса (Пт): а — валы и центральные поднятия, б — дно кратера, 7 — морские породы алтайского комплекса (Ал), 8 — кратерные образования гиппархского комплекса (Гр), 9 — морские (?) породы небуляриевого комплекса (Nb), 10 — древнейшие кратерные (Фр) и внекратерные (Апт) образования, 11 — кратеры-лунки: а — изолированные, б — объединенные в цепочки, 12 — морские образования: а — валы, б — купола, 13 — террасы на внутренних склонах кратеров, 14—16 — разрывные нарушения допроцелляриевого возраста: 14а — уступы (сбросы?), 14б — то же, слабо выраженные, 15 — V-образные разрывы (раздвиги?), 16а — прямые сколы, 16б — то же, слабо выраженные, 17, 18 — разрывы процелляриевого и более молодые: 17а — раздвиги, 17б — сбросы, 18 — грабены

ной поверхности (рис. 5). Хотя к величинам превышений на этих картах надо относиться с осторожностью, общий характер рельефа они передают достаточно верно. На профилях, помимо кратеров, выделились уровни рельефа, т. е. участки с разной всхолмленностью, причем более холмистый отрезок, как правило, занимает более высоко гипсометрическое положение, чем соседний более ровный отрезок. Самые ровные от-

Существование древних лунных морей подтверждается и структурными данными. В современных морях есть валы, многие из которых образуют упорядоченные системы, часто располагаясь параллельно береговой линии. Сходные системы валов предположительно выделяются в древних морях. Современные круговые моря частично окружены береговыми кордильерами — асимметричными хребтами, круто обрывающимися в сторону моря. Подобные кордильеры есть местами и вдоль берегов древних морей (см. рис. 3, 4, 5 профиль II—II). Выше упоминался уступ Алтайских гор, замыкающий древнее море. Весьма характерно Море Восточное, видимое с Земли и на фотографиях «Зонда-3». Вокруг этого моря насчитывается три-четыре кольцевых обрыва, а темное вещество занимает только самый центр впадины, аналогично Морю Нектара в его впадине. Ю. Н. Липский и его сотрудники (1965) выделили на обратной стороне Луны сходные материковые формы под названием талассоидов. Эти образования были бы неотличимы от круговых морей, если бы дно их было темнее.

Геолого-морфологические карты миллионного масштаба были составлены для приэкваториальной области от Моря Спокойствия до Моря Дождей (лист LAC-78 закартировал А. Л. Суханов, листы LAC-41, 59, 60 — В. Г. Трифонов). Один из закартированных участков изображен на рис. 4. В процессе составления карт была разработана новая стратиграфическая схема пород лунной поверхности, представляющая собой развитие схемы А. В. Хабакова (1960). В новой схеме выделены три последовательно залегающие системы, каждая из которых в свою очередь состоит из кратерных и морских стратиграфических комплексов (таблица).

1. Нижняя система образована комплексами древних пород и гиппархским кратерным комплексом. Гиппархские кратеры обычно залегают на древних породах, но, может быть, частично их замещают.

Возрастные соотношения лунных формаций

Системы	Морские образования		Кратерные образования	
Верхняя	комплекс самых молодых морских пород — М		коперниковский комплекс — Кр	
	процелляриевый комплекс	верхний подкомплекс? — P _{Г2}	эратосфенский комплекс — Ег	собственно эратосфенский подкомплекс? — Ег
		нижний подкомплекс? — P _{Г1}		архимедовский подкомплекс? — Аг
Средняя			птолемеевский комплекс — Рт	
	алтайский комплекс — АI			
Нижняя			гиппархский комплекс — Нр	
	небуляриевый комплекс — Nb			
	Ant — древнейший		комплекс — Рhp	

В юго-восточной части района древние породы можно разделить на древнейшие кратеры и внекратерные образования и покрывающий их небуляриевый комплекс, местами имеющий признаки морского способа образования. Поверхность небуляриевого комплекса сильно холмиста и рассечена большим количеством разрывов. Поверхность древнейших пород искажена еще сильнее и занимает более высокое гипсометрическое положение, чем граничащие с ней небуляриевый или молодые внекратерные комплексы.

2. Средняя система состоит из алтайского морского комплекса и птолемеевского кратерного комплекса, перекрывающего алтайские породы. В свою очередь часть алтайских пород, по-видимому, наиболее молодых, заливает днища птолемеевских кратеров. Алтайская поверхность расчленена в разных местах неодинаково и в самых ровных участках практически не отличается от молодых морей; обычно поверхность алтайских пород светлее, но встречаются границы, где трудно точно отделить породы молодых морей от алтайских пород. Вероятно, внутри алтайского комплекса возможно более дробное подразделение, как это намечалось А. В. Хабаковым для района вокруг Моря Нектара.

3. Верхняя система включает в себя процелляриевый морской комплекс (породы большей части современных морей), эратосфенский и коперниковский кратерный комплексы и наконец самые молодые морские образования. Коперниковские кратеры отличаются от эратосфенских лучшей сохранностью и присутствием хорошо выраженных лучевых систем. Последний признак не обязателен, так как некоторые заведомо молодые кратеры лишены светлых лучей. Самый молодой морской комплекс имеет наиболее темную окраску и отделяется от процелляриевого комплекса постольку, поскольку он лежит на лучах коперниковских кратеров, хотя самые молодые мелкие кратеры могут возникать и на нем. Эратосфенские кратеры обычно залегают на процелляриевых породах или же одновозрастны им. Эратосфенские кратеры, имеющие худшую сохранность или перекрытые процеллярием, предположительно выделяются в архимедовский подкомплекс. Также представляется возможным выделить в особый подкомплекс морские образования в районе Гнилого Болота. Они перекрыты процелляриевым комплексом и имеют более светлую окраску (частично обусловленную выбросами из ближайших кратеров). Их поверхность весьма ровная, в отличие от расчлененных алтайских образований соседних Апеннин. Возможно, допроцелляриевые морские образования Гнилого Болота соответствуют по возрасту самым молодым алтайским породам, покрывающим птолемеевские кратеры. Не исключено также, что они одновозрастны основной части алтайского комплекса, а их меньшая дислоцированность объясняется положением внутри впадины Моря Дождей.

На составленных картах показаны также морские валы, террасы на склонах кратеров, центральные горки и разрывы. По возрасту разрывы подразделены на допроцелляриевые и более молодые. Среди древних разрывов в общем можно выделить два направления. Субмеридиональные разрывы более разрушены и выражены сглаженными перегибами. Северо-западные и северо-восточные, по-видимому, моложе. Местами видно, как они «смещают» меридиональные структуры. Северо-западные разрывы расходятся веерообразно от впадины Моря Дождей, по ним отмечаются сдвиги порядка 10—12 км. Северо-восточные разрывы субконцентрически окаймляют эту впадину, здесь преобладают сбросы. С приближением к Морю Дождей амплитуда смещений возрастает, и на общий фон древних разрывов накладываются молодые того же направления. При этом на гребне береговой кордильеры появляется полоса древних пород того же направления, что и берег моря (что-то вроде древней кордильеры). По-видимому, впадина Моря Дождей формировалась достаточно длительно, в несколько этапов.

Анализ карт и имеющихся данных по всей лунной поверхности (рис. 6) приводит к заключению о широком распространении древних морей и об отсутствии пространственной связи морских и кратерных образований и отсюда к предположению об их различном происхождении. Как было показано, морские породы залегают в виде мощных покровов или линз, распространяющихся на большое расстояние и имеющих ровную поверхность. Одинаковый характер залегания пород современных и древних морей позволяет предполагать их близкий состав и сходное

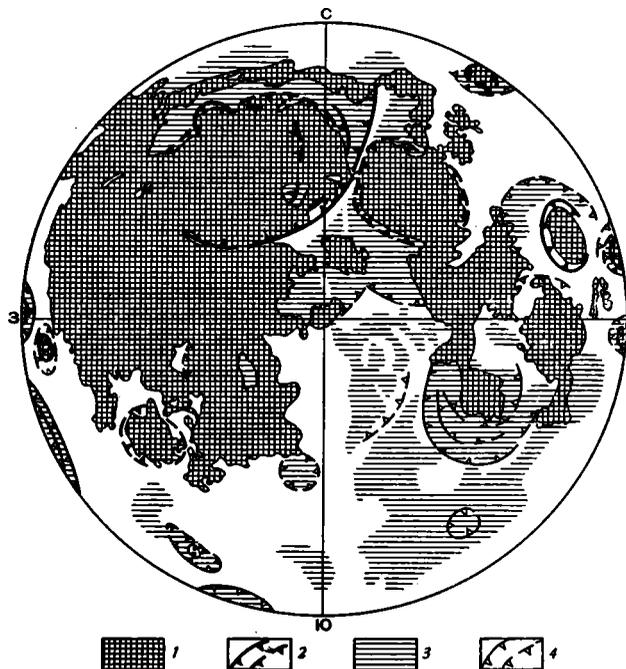


Рис. 6. Распределение современных и древних морей по диску Луны (составил А. Л. Суханов)

1 — современные моря, 2 — современные кордильеры, 3 — рельеф «морского» типа на материках, 4 — древние кордильеры

происхождение. В лунных условиях протяженные покровы или линзы могут быть сложены либо пылью, либо вулканическими породами (например, лавами с малой вязкостью или игнимбритами).

«Пылевая» гипотеза, как нам представляется, не соответствует современным данным о лунной поверхности. Изучая физические свойства лунной поверхности и сравнивая их со свойствами земных пород, Н. П. Барабашов и В. В. Шаронов пришли к выводу, что на Луне не может быть покрова бесструктурной пыли. Поверхность Луны обладает специфической индикатриссой рассеяния, своеобразным распределением энергии в спектре отражения, по-особому поляризует отраженный свет. В. В. Шаронов (1962) считает, что из земных пород сходные показатели имеет вулканический шлак. По мнению Н. П. Барабашова (1963), характеристикам лунного грунта лучше всего удовлетворяет вулканический туф. Такие представления о структуре лунного грунта подтверждаются фотографиями «Луны-9» и «Луны-13». Основной, может быть, ультраосновной состав лунной поверхности предполагают А. П. Виноградов и его сотрудники (1966), анализировавшие измерения гамма-излучения на станции «Луна-10». В. С. Троицкий (1964), Б. Я. Лоссовский и А. Е. Саломонович (1965) по радиоизмерениям в миллиметровом диапазоне волн отмечали однородность структуры и, возможно, состава пород

поверхности современных лунных материков и морей. Наконец, фотометрические измерения, сведенные в каталог В. А. Федорца, показывают близкую степень изрытости для всей поверхности Луны.

Итак, по геологическим, радиофизическим, фотометрическим и другим данным можно считать наиболее вероятным, что лунные моря, как древние, так и современные, сложены вулканическими породами, скорее всего основного состава. В таком случае они больше всего напоминают земные образования типа трещинных излияний, плато-базальтов, траппов. По мощности (сотни метров и первые километры) и площади (сотни тысяч квадратных километров) траппы также вполне сравнимы с лунными морями¹. При наибольших разрешениях местами даже удается дешифровать краевые уступы отдельных потоков (Ranger VII, 1965; Ranger VIII, IX, 1966). Гипотезы образования морей палящими тучами или пеплопадами кажутся менее подходящими: те и другие создают рельеф бугристо-бороздчатого типа, т. е. такой, какой виден вокруг кратеров, но не в морях.

О происхождении лунных кратеров существуют две основные гипотезы — вулканическая и метеоритная. Возможность образования кратера при взрыве метеорита отрицать нельзя. Вместе с тем ряд признаков указывает на эндогенное происхождение значительной части кратеров. Важнейшие из них следующие: 1) морфологическое сходство некоторых кратеров с земными кальдерами, в частности наличие внутри кратера центральной горки с маленьким кратером на вершине; 2) концентрические кольцевые валы, вложенные один в другой и при этом иногда смещающиеся от общего центра; 3) связь кратеров с разломами, проявляющаяся: а) в существовании цепочек кратеров разных размеров, иногда объединяемых трещинами, б) в линейном расположении кратеров-лунок вдоль раздвигов и грабенов, в) в группировке ряда крупных кратеров вдоль мощных зон разломов; 4) неравномерность распределения кратеров; 5) проявления современного лунного вулканизма в Альфонсе, Аристархе, возможно в Персее и десятках других точек (Козырев, 1963; Моог, 1965).

Таким образом, можно признать вулканическую природу многих кратеров. По форме кратеров можно предполагать, что их извержения отличались от тех, которые привели к образованию морских пород, большей вязкостью вулканических продуктов, более эксплозивным характером вулканизма.

Геологическое изучение лунного рельефа приводит к следующим заключениям относительно поверхностного слоя Луны.

1. Поверхностный слой почти всего видимого полушария Луны на глубину до нескольких километров состоит из чередующихся разновозрастных покровов морских пород и линз кратерных выбросов. В этом смысле поверхностный слой Луны, по-видимому, более однороден, чем считалось ранее, и отличается от верхней части земной коры, различной на материках и океанах.

2. Объем морских пород значительно больше объема кратерных выбросов, т. е. вулканические извержения и обязанное им наращивание поверхностного слоя на каждом этапе развития Луны происходят главным образом в морях данного времени.

3. На Луне, по-видимому, гораздо слабее, чем на Земле, осуществляется горизонтальное перемещение масс и в результате переотложения вещества, и в результате тектонических движений. Возможно, с этим связан тот факт, что складчатых форм не удается различить на Луне ни на снимках, ни в телескопы. Можно предполагать лишь наличие складок облекания, штамповых и т. п.

¹ Мощность пород в лунных морях определяется по степени захоронения в них древних кратеров, первоначальная высота валов которых может быть определена, так как она зависит от диаметра кратера.

Указанные различия Земли и Луны, вероятно, обязаны своим возникновением основным особенностям этих планет: различиям в их объеме, массе, существованию или отсутствию атмосферы, гидросферы, разнице в скорости вращения вокруг оси.

Вместе с тем в глобальном распределении материков Земли и морей Луны отмечается известное сходство. На Луне в этом смысле резко различаются видимая и обратная стороны: на первой моря занимают $\frac{1}{4}$ поверхности, на второй приблизительно $\frac{1}{10}$. Близкие соотношения — между площадями материков в Атлантическом и Тихоокеанском полушарии Земли. В северном полушарии Луны моря занимают 22% площади, в южном — 12%. В таких же соотношениях находятся площади, занимаемые материками в Северном и Южном полушариях Земли. Похожи и диаграммы распределения лунных морей по широтам (рис. 7, 8). На Земле различия Тихоокеанского и Атлантического, Северного и Южного полушарий формировались длительное время и обусловлены, вероятно, общепланетарными причинами. Можно полагать, что подобные длительно действовавшие факторы обусловили и двухплоскостную асимметрию Луны.

Авторы благодарны академику А. В. Пейве, академику В. В. Меннеру, М. С. Маркову, К. П. Флоренскому, А. В. Хабакову, Н. А. Штрейсу за критические замечания и помощь в работе.

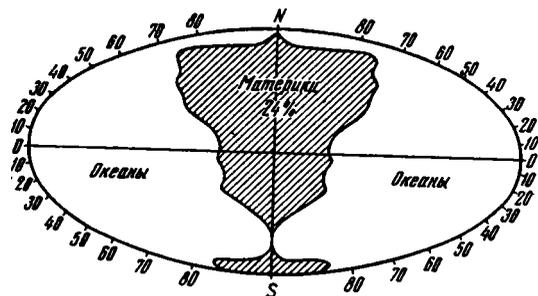


Рис. 7. Распределение материков и океанов по широтам на Земле (по Я. Я. Гакkelю, 1963)

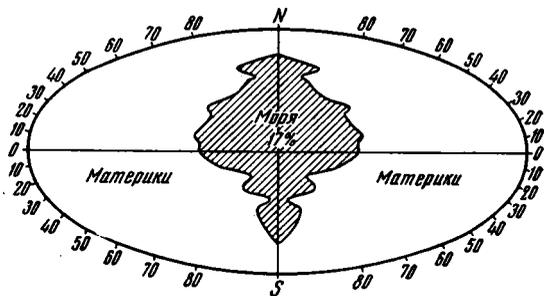


Рис. 8. Распределение морей и материков по широтам на Луне (составил П. В. Флоренский)

Литература

- Барабашов Н. П. О горных породах, которые могут входить в состав лунной поверхности. В сб. «Новое о Луне». Изд-во АН СССР, 1963.
- Виноградов А. П., Сурков Ю. А., Чернов Г. М., Кирнозов Ф. Ф., Назаркина Г. Б. Измерения гамма-излучения лунной поверхности на космической станции «Луна-10». Геохимия, № 8, 1966.
- Козлов В. В., Артемов А. В. Принципы и методы фотоселенологического картирования. В сб. «V совещ. по проблемам планетологии». Геогр. о-во, ротaпpинт, Л., 1965.
- Козырев Н. А. Спектральные доказательства существования вулканических процессов на Луне. В сб. «Новое о Луне». Изд-во АН СССР, 1963.
- Лосовский Б. Я., Саломонович А. Е. О радиоизлучении и различиях верхнего покрова «морских» и «материковых» областей Луны. Астрон. ж., № 2, 1965 Луна. (Коллектив авторов). (Под ред. Маркова А. В.). Физматгиз, 1960.
- Мейсон А. С., Хэкман Р. Д. Фотогеологическое исследование Луны. В сб. «Новое о Луне». Изд-во АН СССР, 1963.
- Троицкий В. С. К вопросу о неоднородности свойств верхнего покрова Луны в глубину и по поверхности. Астрон. ж., № 4, 1964.
- Хабаков А. В. Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. Зап. Всес. геогр. о-ва, нов. сер., т. 6, 1949.

- Шаронов В. В. Некоторые выводы из фотометрического сопоставления земных вулканических ландшафтов с лунной поверхностью. Астрон. циркуляр, № 231, 1962.
- Hackman R. J. Generalized photogeologic map of the Moon. Engineer Special Study of the Surface of the Moon. US Army, Office of the Chief of Engineers, 1960.
- Hartmann W. K., Kuiper G. P. Concentric structures surrounding lunar basins. Commun. of the Lunar and Planet. Laboratory, v. 1, № 11—12, Univ. of Arizona, 1962.
- Kuiper G. P. Photographic lunar atlas. Chicago, 1960.
- Lipsky Y. N. Zond-3 photographs of the Moon's far side. Sky and telescope, v. 30, N 6, 1965.
- Lunar chart. Scale 1:1 000 000. Series cod.: LAC. Publ. Aeronaut. Chart and Informat. Center US Air Force. 1963.
- Moore P. An evaluation of the reported lunar changes. Ann. N. Y. Acad. Sci., v. 123, 1965.
- Ranger VII. Technical report N 32—700. Pt 2. NASA. California Inst. Technol. Pasadena, 1965.
- Ranger VIII and IX. Technical report N 32—800. Pt 2. NASA. California. Inst. Technol. Pasadena, 1966.
- Shoemaker E. M., Hackman R. J. Stratigraphic basis for a lunar time scale. In «The Moon». Acad. Press, L.—N. Y., 1962.
- Spurr J. E. Geology applied to selenology. Pt 2. The features of the Moon. Sci. Press., 1945.

Геологический институт АН СССР
 Московский институт нефтехимической
 и газовой промышленности
 им. акад. И. М. Губкина

Статья поступила
 3 апреля 1967 г.

A. L. SUKHANOV, V. G. TRIFONOV, and P. V. FLORENSKY

GEOLOGICAL AND PHYSIOGRAPHICAL MAPPING OF THE MOON, AND LUNAR SURFACE FEATURES

A direct reflection of surficial structures in the relief permits to conduct geological mapping of the Moon. Besides the craters and younger maria, within the lunar terrae there are identified remnants of older maria whose rocks overlie the structures beneath in the same manner as those of younger maria. Since their origination older maria have been cut by faults, occupied by craters, and bleached. Now they form levels of a specific type of relief. Younger and older maria are most probably composed of basic volcanics which form much of the sequence of the lunar upper portion. Hence, the Moon must be more uniform, than regarded previously, to a depth of first kilometers. There are indications of a long inherited development of fault systems, marine basins and shore cordillera. Maps on the scale of 1:1000000 show the distribution of 9 stratigraphic complexes of maria and craters, various types of faults, and morphological features.

Geological Institute
 Academy of Sciences of the USSR
 Moscow Institute of Petroleum
 Industry named after I. M. Gubkin

Редакционная коллегия:

В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, 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,
 В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции

Москва, Ж-17, Пижевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
 Телефон В 3-00-47, доб. 3-77

Технический редактор П. С. Максютя

Сдано в набор 6/VII-1967 г. Т-13407 Подписано к печати 13/IX—1967 г. Тираж 1650 экз.
 Зак. 6812 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,5+3 вкл. Бум. л. 4¹/₈ Уч.-изд. листов 13,3

2-я типография издательства «Наука» Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

71
КАЛУЖСКАЯ
Д. 12 ИВ. 11
ПУШАРОВСКОЙ
У. Д. 12 ГИСТЕРТ

Индекс
70228

