Академия наук СССР

INOTERIOHIRA

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

журнал основан в 1965 году

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

MOCKBA

Nº 6, 1976

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. Г. Леонов. О некоторых методических предпосылках корреляции тектониче	-
СКИХ ДВИЖЕНИЙ	. 3
Р. А. Гафаров. Типы разломов и тектоника фундамента Восточно-Европейског	й
платформы	. 15
А. М. Лысак, А. А. Сиворонов. Внутренняя структура южной части Саксаганског	Ä
глыбы Украинского щита	. 27
А. Т. Богае ц. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строени	e
позднедокембрийского комплекса юга СССР	. 33
А. Я. Кравчинский. Реакция геосинклинальных областей на горизонтальные пере	
мещения Восточно-Европейской платформы	. 45
В. Н. Козеренко, В. С. Ларцев. Основные черты строения Мозамбикского пояс.	a
Восточной Африки	. 51
В. Г. Қазьмин. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы	. 58
В. В. Волков. Тектонические закономерности размещения раннепалеозойских вул	-
каногенных формаций	. 72
Б. Н. Чалый. Глубинные разломы и развитие Карпатской складчатой системы	. 78
И. Н. Лобанов. О природе дислокаций Дудергофских высот в окрестностях Ле	<u>:-</u>
нинграда	. 89
Ю. В. Миллер. Основные принципы определения разновозрастности и последова	
тельности развития структурных форм ,	. 99
Головой указатель журнала «Геотектоника» за 1976 г.	. 109

[©] Издательство «Наука», «Геотектоника», 1976 г.

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOTECTONICS

NOVEMBER - DECEMBER

MOSCOW

Nº 6, 1976

CONTENTS

Yu. G. Leonov. On some methodical premises of tectonic movements correlations R. A. Gafarov. Types of faults and tectonics of the basement of the East European	3
platform	15
A. M. Lysak, A. A. Sivoronov. Internal structure of the southern part of the Saksa-	
gan block of the Ukranian shield	27
A. T. Bogaets. The southern boundary of the East-European platform and structure	
of the Late Precambrian complex of the USSR south	33
A. Ya. Kravchinsky. Response of geosynclinal areas to horizontal displacements of	
the East European platform	45
V. N. Khozerenko, V. S. Lartsev. The main structural features of the Mozambique	
belt of East Africa	51
V. G. Kazmin. Geodynamics of the African-Arabian rift system	58
	30
V. V. Volkov. Tectonic regularities of location of the Early Paleozoic volcanogenic	
formations	72
B. N. Chalyi. Deep faults and development of the Carpathian folded system	78
I. N. Lobanov. On nature of dislocations of Duderhof elevations in the vicinity of	
Leningrad	89
Yu. V. Miller. The main principles of determination of heterogeinity and succession	
in development of the structural forms	99
The yearly index of «Geotectonics» for 1976	109
The yearry index of "deolectomes" for 1370	106

УДК 551.24.031

Ю. Г. ЛЕОНОВ

О НЕКОТОРЫХ МЕТОДИЧЕСКИХ ПРЕДПОСЫЛКАХ КОРРЕЛЯЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В статье рассматриваются некоторые методические аспекты проблемы корреляции тектонических движений: соотношение движений общепланетарного и регионального характера и подход к выделению орогенических фаз. Отмечается, что тектоническая жизнь Земли определяется комбинацией региональных и общепланетарных движений.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время вопросы корреляции занимают все более почетное место в арсенале геологических проблем, к которым обращаются многие ученые и научные коллективы как в СССР, так и за рубежом. Выражением общего интереса к ним служат такие мероприятия, как создание Международной программы геологической корреляции (МПГК), включение их в программу многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран и т. д. Исследования по корреляции тектонических движений рассматриваются в качестве одного из важнейших направлений научных работ Геологического института АН СССР на пятилетие 1976—1980 гг.

Однако исследования, объединяемые под общим флагом «корреляции», по своей сути весьма разнообразны. Можно указать по крайней мере четыре направления, которые охватываются программами по корреляции. Во-первых, стратиграфическая корреляция, т. е. исследования чисто стратиграфического характера, направленные на решение таких проблем, как, например, включенная в МПГК проблема границы докембрия и кембрия. Во-вторых, изучение определенных образований, явлений или режимов развития, играющих особенно важную роль в тектогенезе; по линии МПГК к этой категории принадлежит, например, проблема «Офиолиты». В-третьих, изучение генетических связей и механизма взаимодействия между разными формами тектонических, магматических и других процессов, или, говоря другими словами, построение общей принципиальной модели взаимодействия между ними; в качестве примера можно указать тему 9 Геодинамического проекта «Корреляция эндогенных (тектонических, магматических и метаморфических) процессов». В-четвертых, пространственно-временная корреляция тектонических и связанных с ними процессов, в общем случае без решения вопроса о характере их генетических связей. Именно это последнее направление, соответствующее корреляции тектонических движений в буквальном смысле слова, имеется в виду в данной статье. В упрощенной, хотя, возможно, и более привычной форме о нем можно говорить как о корреляции фаз и эпох складчатости, но употребляя это выражение как условное, поскольку круг относящихся сюда явлений в действительности более широк.

Не удивительно, что не новый уже вопрос о пространственно-временной корреляции тектонических движений снова привлекает к себе вни-

мание. В нем находится ключ к решению одной из фундаментальных проблем геологии о существовании и роли в тектогенезе общепланетарных тектонических движений, или, несколько огрубляя проблему, общепланетарных орогенических эпох и фаз. Нет необходимости объяснять, что то или иное решение данной проблемы влечет за собой многие важные теоретические и практические следствия. Вероятно, не случайно и то, что эта проблема выдвигается на первое место именно сейчас, когда после периода бурного накопления разнообразной геологической информации идет новый этап ее осмысливания, частичной ревизии традиционных представлений и разработки геологических концепций, более соответствующих современному уровню знаний. Естественно, что в такой ситуации фундаментальные проблемы приобретают особый интерес.

То, что вопрос об общепланетарных движениях до сих пор не решен, объясняется, с одной стороны, видимо, тем, что раньше недоставало материала для его решения. Изученность земного шара еще сравнительно недавно была слишком неравномерной и поэтому недостаточной для убедительного обоснования той или иной концепции. С другой стороны, известной односторонностью отличается сам подход к решению вопроса. Для большинства исследователей изучение общепланетарных движений чаще всего отождествляется с выявлением несогласий и с оценкой их площадного распространения, как будто это — единственный показатель тектонической активности.

В отношении изученности ситуация уже существенно изменилась, и с этой стороны нет, по-видимому, непреодолимых препятствий для решения вопроса, но, конечно, при тех ограничениях, которые накладываются точностью стратиграфической корреляции. Поэтому в настоящее время успех корреляции тектонических движений, по крайней мере для большинства эпох фанерозоя, более чем когда-либо зависит от выбора рационального методического подхода. В связи с этим в предлагаемой статье обсуждаются некоторые методические аспекты проблемы, касающиеся, в первую очередь, подхода к оценке соотношения движений регионального и общепланетарного характера и методики выделения орогенических фаз.

Хотя имеющаяся на сегодняшний день аргументация самым серьезным образом, на мой взгляд, свидетельствует в пользу наличия общепланетарного ритма тектонических движений, данная статья не должна рассматриваться как попытка доказательства этой идеи. Ее цель — привести некоторые соображения методического плана, которые, по-видимому, должны приниматься во внимание при исследовании независимо от того, какой результат этого исследования — положительный или отрицательный — ожидается.

При подготовке статьи к печати с рукописью познакомились и высказали свои соображения И. В. Архипов, М. Г. Леонов, В. И. Макаров, А. В. Пейве, Л. М. Расцветаев и В. Е. Хаин. Всем им я приношу искреннюю благодарность.

ПЛАНЕТАРНАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ КОНЦЕПЦИИ

Имеются веские основания считать, что тектонические импульсы планетарного масштаба существовали и играли в тектонической жизни Земли заметную роль. К этой мысли приводят такие, с течением времени все более подтверждающиеся явления, как:

наблюдаемое в отдельные эпохи удивительное сходство, чуть ли не тождество, тектонического режима областей, расположенных в разных частях Земли и, казалось бы, никак друг с другом не связанных; в качестве примера можно указать хотя бы на тектонический режим главных эпох горообразования, во время которых очень близкие по составу и по времени формирования комплексы горных пород накапливались на раз-

бросанных в разных частях земного шара площадаях (Леонов, 1972; Леонов и Мазарович, 1975; Шульц, 1958);

одновозрастность многих важных переломных рубежей (орогенических фаз, эпох гранитообразования и пр.) в удаленных друг от друга областях, в том числе и таких, развитие которых в остальном идет асинхронно; с этой точки зрения интересно, например, сопоставление Северных Аппалачей и Урала: время проявления однотипных стадий развития в Аппалачах по сравнению с Уралом смещено вниз по хронологической шкале, но границы стадий при этом хорошо коррелируются, обнаруживая свой глобальный характер (Пейве, 1973);

упорядоченное расположение тектонических структур на поверхности Земли, свидетельствующее о наличии общего для всей Земли механизма, регулирующего их ориентировку (Воронов, 1968, 1969; Долицкий, 1969; Каттерфельд, 1962; Каттерфельд и Чарушин, 1970; Стовас, 1963; Шульц, 1969, 1971); это подтверждается также данными о современном напряженном состоянии земной коры (Кропоткин, 1971);

взаимообусловленность или, по крайней мере, пространственная и хронологическая связь различных тектонических процессов в масштабе всего земного шара, характерная по меньшей мере для отдельных отрезков геологической истории (Леонов, 1972; Леонов, 1976).

Возможно, этот перечень можно было бы расширить, так же как можно дать значительно больше ссылок на литературные источники (приведенные здесь ссылки следует рассматривать как немногие характерные примеры).

Исследованиям в данном направлении не хватает, однако, систематичности. С их помощью выявляются разрозненные фрагменты, по которым можно предполагать, как выглядит картина в целом, но которых недостаточно для полной уверенности в непогрешимости этих предположений. Сохраняется возможность неоднозначного истолкования как удельного веса перечисленных явлений в тектогенезе, так и действительной степени их планетарности. Во всяком случае, располагая одними и теми же материалами, одни геологи склонны признавать, другие, напротив, отрицать существование общепланетарных движений.

Такая ситуация возникла не сейчас. Развитие геотектоники уже давно сопровождается борьбой двух противоположных концепций в объяснении тектонической жизни Земли, которые можно назвать планетарной и региональной концепциями.

Основу планетарной концепции составляет идея о том, что в тектогенезе ведущая роль принадлежит процессам планетарного масштаба, одновременно охватывающим земной шар и обусловливающим одинаковый ритм тектонических движений любого участка земной поверхности. Представление об универсальности тектонических движений, главным образом о планетарном распространении эпизодических фаз диастрофизма, связывается прежде всего с именами Эли де Бомона, М. Бертрана и их последователей и особенно с именем Г. Штилле, которым принципиальная его основа была разработана в современном виде.

Со временем были вскрыты слабые места в построениях Г. Штилле. Однако оппоненты Г. Штилле, показав спорность или даже несостоятельность отдельных элементов его концепции, не смогли разрушить ее основного каркаса. До сих пор нельзя считать опровергнутыми два основных положения: во-первых, то, что процессы тектогенеза развиваются неравномерно, с чередованием более активных и менее активных периодов (как бы их ни называть — фазами, эпохами и т. д.), и, во-вторых, то, что по крайней мере некоторые периоды повышенной тектонической активности (пусть даже не вполне того характера и продолжительности, как считал Г. Штилле) действительно обладают планетарным распространением. Этот вопрос очень важен, но, учитывая, что с общих позиций

он был недавно рассмотрен В. Е. Хаиным (1971), я остановлюсь лишь на некоторых, существенных для данной работы моментах.

Рассматриваемые представления Г. Штилле подвергались критике

главным образом с двух точек зрения.

С одной стороны, отдельные исследователи считали неправомерным разделение истории Земли на короткие орогенные и продолжительные анорогенные периоды и развивали тезис о непрерывности тектонических движений во времени и пространстве (Гогель 1969; Шатский, 1939, 1951; Gilluly, 1949; Rutten, 1949). В ответах на критические статьи Дж. Гиллули и Л. Руттена Г. Штилле пояснил, однако, что непрерывность движений нельзя отождествлять с равномерностью и что под анорогенными периодами он понимает лишь время отсутствия движений определенной интенсивности и определенного типа (Штилле, 1964 2,3). Так что сколь ни далекими кажутся взгляды названных авторов, сам по себе тезис о неравномерности тектонических движений (и на словах и фактически) принимается в рамках того и другого подхода. Замечу, что и Н. С. Шатский, выступавший против взглядов Г. Штилле, критиковал в них в основном элементы катастрофизма, но не считал вместе с тем равномерным ни складкообразование, ни тем более процесс тектогенеза вообще со всей суммой относящихся к нему явлений, отмечая чередование периодов повышенной и пониженной тектонической активности (Шатский, 1951). Синтезируя представления о непрерывности и неравномерности процесса тектогенеза, А. Н. Мазарович (1940) сформулировал по существу то понятие, которое позже В. Е. Хаин (1950, 1971) назвал непрерывно-прерывистым течением тектонических процессов.

С другой стороны, критика идей Г. Штилле, начиная с работ Дж. Гиллули и Л. Руттена, опиралась на местные отклонения от введенного им канона фаз, выражающиеся либо в отсутствии признаков орогенических движений на тех уровнях, на которых это предусматривается каноном, либо в наличии местных фаз, не укладывающихся в канон. Думается, однако, что весомость этих возражений сильно преувеличена, и суть взглядов об общепланетарных фазах таким образом не опровергается. Подробнее о фазах мы будем говорить в следующем разделе, здесь же отмечу лишь то, что таким путем могут быть вскрыты лишь недостатки канона и, кроме того, может быть поставлен вопрос о существовании многообразных режимов региональных движений, обусловливающих местные отклонения. Но сам по себе факт наличия местных отклонений в принципе не противоречит возможности существования планетарных орогенических (тектонических) фаз или эпох, соответствующих всеобщим вспышкам тектонической активности. Действительно, если в настоящее время доказано существование локальных фаз, не укладывающихся в канон Г. Штилле, то ведь и вывод об очень широком, видимо, планетарном распространении тектонических движений в определенные эпохи продолжает, как это отмечалось выше, подтверждаться. Дальше будет показано, что не последнюю роль в этом вопросе играет понимание орогенических фаз: отрицание общепланетарных движений в основном, по-видимому, связано с упрощенным пониманием фаз, индикатором которых, как правило, считаются только несогласия без учета других сторон тектонической и магматической активности.

Из сказанного можно сделать вывод, что вопрос о существовании одновременных движений общепланетарного характера по-прежнему заслуживает дальнейшего исследования. Это утверждение касается самой идеи общепланетарных движений безотносительно к достоинствам или недостаткам конкретных построений, которые, может быть, пока и не совершенны. Кроме того, из этого не следует, что только к процессам планетарного масштаба сводится тектоническая жизнь Земли.

Концепция региональности тектонических движений возникла как реакция на взгляды Г. Штилле и его последователей. Она выражает аль-

тернативную точку зрения о существенно региональном характере тектонических процессов, в том числе об отсутствии общепланетарных орогенических фаз. Фундаментом для ее возникновения послужило все большее накопление данных, противоречащих той стройной картине универсальной последовательности тектонических движений, которая была нарисована Г. Штилле. В рамках этого подхода было замечено и послужило краеугольным камнем всей концепции то чрезвычайно важное обстоятельство, что имеются многообразные, не укладывающиеся в единую хронологическую последовательность пути развития разных тектонических элементов, что заметную (определяющую, с точки зрения сторонников данной концепции) роль играют региональные режимы развития, связанные с индивидуальными особенностями той или иной площади. Сторонники этого направления, акцентируя внимание на региональных особенностях, продемонстрировали роль как бы «собственного лица» разных тектонических зон и провинций, показав невозможность свести все многообразие режимов развития к единой для всей Земли последовательности планетарных орогенических фаз (Тектоника Евразии, 1966; Яншин, 1965, 1973).

Но, поднимая на щит региональные режимы, многие сторонники рассматриваемого направления одновременно приходят к полному отрицанию планетарных тектонических процессов. По словам А. Л. Яншина (1973, стр. 18), «не только планетарных фаз складчатости..., но и эпох складчатости, проявившихся одновременно на всей планете, в действительности не существовало». С этой точки зрения данная система взглядов имеет, как мне кажется, тот же недостаток, что и концепция Г. Штилле. Как и последняя, она слишком абсолютна в своем стремлении уложить тектоническую жизнь Земли в рамки одних, в данном случае региональных, процессов. На основании тех материалов, которые позволяют, вероятно, говорить лишь об известных ограничениях планетарной концепции, она отвергается вообще.

Интересно в связи с этим привести слова Э. Н. Янова (1969, стр. 84), по мнению которого, «одним из важнейших достижений советской геотектоники за последнее двадцатилетие следует считать вывод об отсутствии общепланетарных фаз и эпох складчатости». Но любопытно, что на следующих страницах той же статьи автор противоречит себе, недвусмысленно говоря о том, что «вряд ли можно, без исчерпывающих доказательств, отрицать и возможность проявления общепланетарных и синхронных тектонических движений» (там же, стр. 89). Странное совмещение противоположных суждений в одной статье! Но оно, видимо, объясняется тем, что наличие даже хорошо обоснованной региональной изменчивости тектонических движений в принципе не противоречит возможности существования общепланетарных движений, не дает «исчерпывающих доказательств» их отсутствия.

Э. Н. Янов, А. Л. Яншин и многие другие исследователи, изучавшие рассматриваемый вопрос как в масштабе земного шара, так и на материале конкретных районов, вероятно правы в той части своих выводов, где ими подчеркиваются явления асинхронности и многообразия путей тектонического развития. Но необоснованным представляется заключение, которое делается на этом основании, об отсутствии общепланетарных синхронных движений.

Сказанное на предыдущих страницах не может претендовать на решение вопроса о взаимоотношении региональных и общепланетарных движений по существу. Целью сделанных замечаний является попытка объяснить, почему при знакомстве с обеими концепциями складывается впечатление, во-первых, о том, что обе они имеют под собой реальную основу, и, во-вторых, что принятие какой-либо одной из них в принципе не обязательно должно вести к отрицанию другой. Такая постановка вопроса подводит к естественному предположению о том, что обе концеп-

ции могут быть справедливы до известного предела и что тектоническая жизнь Земли определяется двумя группами факторов, одни из которых обладают региональным, другие — общепланетарным характером.

А из этого следует, что при корреляции тектонических движений необходимо считаться с возможностью существования и общепланетарных, и региональных движений, которые должны быть отделены друг от друга. Надо иметь в виду и то, что наблюдаемые отклонения или осложнения общепланетарного ритма движений за счет региональных процессов не могут служить автоматическим свидетельством его отсутствия.

В геологической литературе постановка вопроса в такой форме практикуется редко, тем более с анализом фактического материала. Среди немногих известных автору работ в этом отношении выделяется коллективная монография М. А. Фаворской и ее соавторов (1969), в которой на ряде примеров показано, что наряду с варьирующей от места к месту линией «геосинклинально-платформенного» развития имеются планетарные периоды «повышенной тектонической и магматической активности», охватывающие разнородные структуры земной коры.

Существует и обратное мнение о невозможности существования более чем одной причины тектонических движений. О нереальности «множественных» причин тектогенеза определенно сказано, в частности, у Ю. М. Шейнманна (1970). Это мнение является, однако, чисто умозрительным, никак не обоснованным анализом конкретных данных. Разрабатывая ту или иную концепцию, большинство авторов не пытается оценить возможность сосуществования двух причин тектонических движений, почему-то полагая, что, создав одну причину, природа тем самым исключает возможность действия другой. Между тем, что априори невероятного в том, например, предположении, что жизнью Земли управляют два процесса — направленная эволюция земных недр и коры, с одной стороны, и внешние эпизодические и одновременные для всей Земли воздействия, с другой? С принципиальной точки зрения для этого нет противопоказаний. Напротив, такой подход кажется перспективным для объяснения многих особенностей геологической истории, в связи с чем, хотя и без конкретных иллюстраций, он допускается некоторыми учеными (Бубнов, 1960; Каттерфельд, 1962; Кропоткин, 1964, 1970; Стовас, 1963; Хаин, 1964). Иное дело — выяснение соотношения указанных процессов, их относительной роли в тектогенезе, формы и времени их проявления и пр. Для этого требуются систематические исследования, значительная часть которых, видимо, входит в задачу работ по корреляции тектонических движений.

ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ

По отношению к фазам разные авторы, имея в виду по существу одно и то же понятие, применяют разные названия, такие, как фаза складчатости, фаза орогеническая, фаза тектоно-магматическая, фаза тектогенеза. Следуя в основном традиции, в данной статье я употребляю название «орогеническая фаза», хотя не вижу большого греха и в применении также традиционного термина «фаза складчатости», лишь бы при этом не упускалась из виду условность этого выражения, под которым подразумевается не только складчатость. По существу же, учитывая, как это подчеркивается ниже, сложный характер явления, к нему, вероятно, больше подходили бы такие термины, как тектоно-магматическая фаза или фаза тектогенеза (Пейве, 1962; Хаин, 1950).

Среди возможных подходов к анализу вопроса об общепланетарных тектонических движениях изучение орогенических фаз занимает особое место, так как они представляют собой сравнительно кратковременные импульсы, которые нарушают в общем случае более размеренный ход геологического развития и благодаря этому хорошо идентифицируются

по разным признакам в разрезах. Поэтому, доказывая или оспаривая существование общепланетарных движений, именно к фазам чаще всего и обращаются. Это естественно, хотя вместе с тем следует подчеркнуть, что если общепланетарные движения действительно существуют, то, видимо, они не сводятся только к кратковременным орогеническим фазам.

Фазы, будучи удобным объектом для исследования, одновременно являются и серьезным камнем преткновения, во всяком случае в той форме, как к ним нередко относятся, отождествляя представление о фазах только с представлением о перерывах и несогласиях и сводя все дело к выявлению несогласий и к оценке их площадного распространения (Пронин, 1969, 2). Такой подход сам по себе не позволяет дать исчерпывающего ответа на вопрос о планетарных движениях. Сейчас можно утверждать, что общепланетарных синхронных перерывов, которые прослеживались бы на всей поверхности Земли, даже если брать только сушу, не существует. Даже для самых распространенных перерывов всегда имеются значительные по площади участки с непрерывным осадконакоплением. Следует ли из этого вывод об отсутствии общепланетарных синхронных движений? (Не уточняя пока, что понимается под словом «синхронный» и под продолжительностью орогенических фаз; это будет сделано дальше.)

Гораздо более плодотворный подход к изучению орогенических фаз основывается на отношении к ним как к сложному комплексу явлений, процесс формирования перерывов И несогласий. как и складкообразование в собственном смысле слова, представляет собой лишь один из элементов. В таком понимании фаза соответствует этапу повышенной тектонической (и магматической) активности, конкретное выражение которой может меняться от места к месту в зависимости от целого ряда обстоятельств. Можно указать по крайней мере следующие факторы, от которых зависит форма и интенсивность проявления фазы (с какими бы причинами ни связывать сам факт ее проявления): механические свойства земной коры на разных уровнях; глубинные энергетические ресурсы, которые в том или ином виде мобилизуются при тектоническом импульсе; региональный режим движений, на фоне которого проявляется связанный с орогенической фазой тектонический импульс (например, при импульсе одинаковой интенсивности возникновение орогенических поднятий в зонах мощного погружения при прочих равных условиях менее вероятно, чем, скажем, в геоантиклинальных зонах, и т. д.); координаты в пространстве, т. е. расположение рассматриваемого участка на земной сфере относительно глобального поля напряжений, возникающего во время орогенической фазы. Одновременное влияние всех этих факторов приводит к тому, что один и тот же тектонический импульс по-разному и с неодинаковой интенсивностью реализуется в разных областях и геоструктурных зонах, выражаясь не только в форме складкообразования, поднятия и формирования несогласий, но и в других тектонических, магматических, метаморфических процессах. Разобраться в их специфике и расшифровать картину их действительных соотношений — одна из главных задач изучения орогенических фаз.

Хотя в изучении орогенических фаз превалирует метод анализа несогласий, было бы несправедливо не отметить, что некоторые ученые ставили вопрос шире и в целом близко к тому, как он ставится в данной статье (Мазарович, 1940; Рубинштейн, 1967; Хаин, 1971). Нелишне заметить, что и Г. Штилле указывал на то, что возможность и характер проявления орогенических фаз обусловливаются рядом обстоятельств и могут сильно варьировать. В связи с этим им было введено понятие об «экологии складчатости» (Штилле, 1964,), а также о «синорогенезе», т. е. о явлениях, происходящих одновременно с орогени-

ческими движениями, но выраженными в ослабленной — неорогенической форме (Штилле, 1964.).

Поскольку орогенические фазы могут проявляеться по-разному, из факта отсутствия таких несогласий, которые прослеживались бы на всей поверхности земного шара, естественно не может быть сделан вывод об отсутствии общепланетарных фаз. Для обоснованного (отрицательного или положительного) заключения должны быть проанализированы все их возможные ипостаси в разнообразных тектонических условиях.

Например, если обратиться к позднетретичной — четвертичной орогенической эпохе, для которой (как впрочем, вероятно, и для других орогенических эпох) есть все основания признавать взаимосвязанное развитие различных тектонических элементов и процессов (Леонов, 1972), то для нее требуется анализ таких ведущих и определяющих облик эпохи процессов, как горообразование во внеальпийских и альпийских областях, во многих случаях сопровождавшееся альпинотипными деформациями; колебательные движения равнинных площадей на разных материках; рифтогенез в главных рифтовых поясах; развитие систем островных дуг. Отдельные орогенические фазы фиксируются в них не только деформациями и поднятиями, но и многими другими явлениями: вспышками или перестройками в характере вулканизма, интрузивным магматизмом, перестройками тектонического плана или режима движений и, как следствие этого, изменениями в условиях осадконакопления.

Следует иметь в виду и то, что эпох с одинаковой направленностью движений на всей Земле возможно и не существовало (Пейве, 1961), но один и тот же тектонический импульс мог приводить к диаметрально противоположному результату — к возникновению орогенических поднятий в одних зонах с одновременным усилением опусканий геосинклинального типа в других, т. е. весьма вероятно, что орогенез и заложение геосинклинальных прогибов в той или иной мере представляют собой две стороны одного и того же процесса (Зоненшайн, 1972). Поэтому оба эти явления интересны с точки зрения корреляции орогенических фаз и эпох. Их совместное изучение необходимо для реконструкции общей динамической картины любой орогенической фазы и эпохи. Учет этого обстоятельства еще больше сужает возможности изучения фаз путем анализа только несогласий.

Специального упоминания заслуживает приуроченная к некоторым возрастным уровням концентрация цифр радиометрического возраста интрузивных и метаморфических пород. Соотношения их с процессами седиментации и деформации в верхних слоях коры нельзя считать окончательно выясненными, однако существование связи между ними вряд ли может подвергаться сомнению (Хаин, 1971). По-видимому, особенно большое значение для изучения орогенических фаз имеют цифры, полученные калий-аргоновым методом. «Калий-аргоновые» цифры отсчитывают не столько время формирования породы как таковой, сколько время ее выхода из нестабильной зоны, в которой возможна миграция аргона, в стабильную зону с такими условиями PT, при которых система К—Аг становится замкнутой. Этот переход может происходить или за счет понижения теплового фронта, или за счет подъема пород в более высокие горизонты коры. Реальная возможность такого объяснения доказана на некоторых региональных примерах, например в британских каледонидах (Dewey, Pankhurst, 1970). Массовые же поднятия связаны главным образом с орогеническими событиями, чем и может объясняться, во-первых, наличие отчетливо выраженных пиков абсолютного возраста и, во-вторых, их хорошее совпадение по времени с орогеническими процессами (Рубинштейн, 1967). Думается, в частности, что многие парадоксально молодые цифры абсолютного возраста,

полученные калий-аргоновым методом по заведомо древним, если исходить из всех остальных геологических и петрологических данных, породам ряда областей (как, например, в кристаллических толщах Юго-Западного Памира и Гималаев), объясняются именно этим эффектом.

Следующий вопрос касается длительности орогенических фаз. В свете сказанного выше, под длительностью фазы имеет смысл подразумевать не стратиграфическую амплитуду того или иного несогласия в конкретном районе, а суммарный временной интервал, в течение которого развивались все явления, соответствующие фазе. С этой точки зрения представлению о наличии общепланетарных орогенических фаз не противоречит некоторое смещение несогласий по хронологической шкале, которое может наблюдаться при переходе от одного района к другому: некоторые вариации во времени проявления одного и того же тектонического импульса в зависимости от региональных условий, вероятно, так же неизбежны и естественны, как и вариации в форме его проявления, о которых говорилось выше. Варианты здесь могут быть разные, но продолжительность общепланетарных фаз, если последние существуют, складывается из суммы их частных, во многих случаях более кратковременных проявлений в разных районах земного шара. Бывает и так, что орогеническим фазам общего значения в каких-то районах соответствуют не единичные фазы, а целые серии местных фаз, или скорее несогласий, как, например, в неогене Калифорнии, где 5—6 фаз Г. Штилле представлены в общей сложности более чем 40 несогласиями (Бубнов, 1960). На этом примере основывался Дж. Гиллули, полемизируя с Г. Штилле. Но он руководствовался чисто формальными соображениями, считая, что такое большое количество несогласий противоречит представлению об эпизодическом характере орогенических движений. В действительности, как подчеркнул С. Н. Бубнов в указанной работе, большая часть этих несогласий группируется во времени в соответствии с фазами Г. Штилле и отражает специфику их проявления в данном районе.

Продолжительность общепланетарных фаз, вероятно, в основном должна быть большей, чем это думал Г. Штилле, но насколько — судить априори трудно, тем более что для разных фаз она может быть неодинаковой. Все это требует тщательного изучения, и надо сказать, что, несмотря на сделанные некоторыми исследователями расчеты, ясности в этом вопросе сейчас ненамного больше, чем во времена Г. Штилле. Определенные ограничения накладываются к тому же точностью стратиграфических методов.

В качестве частного примера, не претендующего на решение вопроса в целом, укажу на специально изученные с этой точки зрения орогенические фазы в конце силура — начале девона (позднекаледонскую) и в середине девона (акадскую, тельбесскую) (Леонов, 1976). При совместном рассмотрении данных по разным геоструктурным областям получается, что позднекаледонской фазе соответствуют не просто те чуть ли не мгновенные импульсы, которые Г. Штилле выделил под названием арденнской и эрийской фаз, а гораздо более сложный и длительный комплекс событий позднего лудлова (даунтона), а может быть, и еще большей части лудлова и, возможно, самого начала девона. Такое же положение с акадской фазой , сыгравшей видную роль в истории становления областей каледонской складчатости: местные ее проявления в отдельных районах в основном кратковременны и возраст их варьирует, но не выходит за пределы эйфеля, из чего можно заключить, что фаза в целом соответствует эйфелю или, может быть, первой поло-

¹ Имеется в виду не вся орогеническая эпоха среднего девона — раннего карбона, также называемая акадской, а более кратковременная кульминация тектонической активности в начале этой эпохи.

вине эйфеля. Можно, конечно, называть события такой продолжительности не фазами, а эпохами, но по сути дела от этого ничего не меняется. Независимо от названия, это, по-видимому, те наиболее краткие события общепланетарного значения, которые могут быть выделены по геологическим данным. Правда, как уже подчеркивалось, приведенные примеры не претендуют на универсальность, и вполне возможно, что разные фазы не обязательно обладают одинаковой продолжительностью. Приведенные же примеры иллюстрируют лишь порядок явления. Кроме того, точность определения указанных интервалов далеко не безупречна, и более точная стратиграфическая корреляция, возможно, позволила бы сузить их.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Таким образом, при корреляции тектонических движений, направленной на решение вопроса о существовании и формах проявления общепланетарных движений или процессов, следует считаться со следующими двумя принципиально важными обстоятельствами, о которых подробно говорилось в статье: 1) с возможностью существования причинно независимых друг от друга общепланетарных и региональных процессов, взаимодействием которых определяется общая сложная картина тектогенеза и из которых с помощью сравнительного анализа истории развития разных областей должна быть выделена общепланетарная составляющая; 2) с влиянием региональных особенностей на форму, время и продолжительность проявления орогенических фаз — «элементарных» тектонических общепланетарных импульсов, так же как, вероятно, и более продолжительных событий общепланетарного масштаба.

Из этих положений вытекают определенные требования к постановке исследований.

Прежде всего, необходимо изучать разные стороны проявления тектонической и магматической активности. Изучение лишь одного какого-либо явления, каким бы представительным оно ни было, искажает картину в сторону «меньшей планетарности». Так обстоит дело с анализом несогласий (Пронин, 1969_{1,2}), всемирных трансгрессий и регрессий (Яншин, 1973) и т. д. Это объясняется тем, что ни одно явление не обладает и, видимо, в принципе не может обладать всемирным распространением в буквальном смысле слова, обязательно сменяясь по латерали другими, связанными с ним (если речь идет об общепланетарном импульсе) явлениями. Выделение таких цепочек латерально взаимосвязанных, хотя и различных явлений, по существу и представляет собой исследование орогенических фаз.

Конечный результат исследования общепланетарного тектонического процесса — выявление полной картины пространственно-временного распределения связанных с ним движений и магматизма. Для этого желателен возможно более полный охват поверхности земного шара. Думается, однако, что для простой констатации планетарного масштаба процесса столь исчерпывающий материал не является необходимым. Убедительные заключения, по-видимому, могут быть получены и при выборочном исследовании ограниченного количества районов (тектонических зон). Но, конечно, их количество должно быть достаточно велико и, кроме того, они должны быть рассредоточены в разных частях земного шара, для того чтобы исключить возможность случайного совпадения. Если эти условия будут выполнены, то в конце концов не имеет значения, что происходило в промежутке между изученными районами. Ведь очевидно, что если одинаковый ритм движений наблюдается во многих и разбросанных по всему земному шару районах, то он может быть объяснен только общепланетарными процессами (если в определение понятия «планетарный процесс» не вводить никаких дополнительных ограничений кроме того, что он одновременно воздействует на всю Землю; при этом неважно, что его проявления варьируют, а кое-где он вообще не имеет видимого выражения в разрезах).

Наконец, для того чтобы прокоррелировать данные по истории развития разных площадей с целью выделения общепланетарных фаз, нельзя ограничиваться прослеживанием только отдельных, избранных уровней. При этом из последовательности событий извлекаются отдельные кадры. Их недостаточно для выяснения связи разных явлений, составляющих орогеническую фазу, и степень их временного разброса, не говоря уже о такой существенной для понимания природы орогенических фаз стороне дела, как их отношение к процессу развития разных областей. Кроме того, иногда проявление фаз заключается прежде всего в том, что ими определяются границы между этапами развития. Выявить эти границы и оценить их значение вряд ли можно без более общего анализа истории развития. Поэтому при корреляции с указанными целями необходим анализ истории развития разных областей в достаточно широком возрастном диапазоне. В еще большей степени эти условия должны соблюдаться при исследовании более продолжительных и соответственно более сложных, чем фазы, общепланетарных событий.

Литература

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.,

Воронов П. С. Сдвиги и планетарная трещиноватость. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1969, т. 58, № 2. Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969.

Долицкий А. В. Глобальные структурные планы, их перестройка и движение географических полюсов.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 1.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. — Тр. Нилзарубежгеол., вып. 26. «Недра», 1972.

Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. Географгиз, 1962. Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет.— Геотектоника, 1970, № 6.

Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и общая характеристика движений земной коры.— В кн. «Строение и развитие земной коры». «Наука», 1964. Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике.— Геотекто-

ника, 1970, № 2.

Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. В кн. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». «Наука», 1971.

Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.— Геотектоника, 1972, № 2. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. «Недра», 1976. Леонов Ю. Г., Мазарович О. А. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости.— Геотектоника, № 5, 1975. Мазарович А. Н. О ритме в истории Земли.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд.

геол., 1940, т. 18, вып. 5-6.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3. Пейве А. В. Проблемы современной тектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7. Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение — Геотектоника,

Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли, хронология тектонических движений. Л., «Наука», 1969 1.

Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли, хронология тектонических движений. Л., «Наука», 1969 2.

Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии.— Геотектоника, 1967, № 2.

Стовас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза.— В кн. «Проблемы планетарной геологии». Госгеолтехиздат, 1963.

Тектоника Евразии. «Наука», 1966. Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская И. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фрих-Хар Д. И. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. «Недра», 1969.

Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Изв. АН. СССР. Сер. геол., 1950, № 6.

Хаин В. Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры.— В кн. «Строение и развитие земной коры». «Наука», 1964.

Хаин В. Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во времени проблемы прерывистости-непрерывности, цикличности-направленности. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1971, № 4.

Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. Тр. Междунар. геол. конгр., 17 сессия, т. 2. М., 1939.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1.

Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.

Штилле Г. Понятия «орогенез» и «эпейрогенез». Избр. тр. «Мир», 1964 1.

Штилле Г. Замечания к статье Дж. Гиллули «Распределение горообразования в геологическое время». Избр. тр. «Мир», 1964 2.

Штилле Γ . Еще раз к вопросу об эпизодичности и одновременности орогенических процессов. Изб. тр. «Мир», 1964 з.

Штилле Г. К экологии киммерийской складчатости. Изб. тр. «Мир», 1964 4. Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. — Научи. докл. высш. шк. Геол.-геогр. науки, 1958, вып. 1.

Шульц С. С. Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с ней явлений. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1969, 1 (6).

Шульц С. С. Планетарные трещины и тектонические дислокации.— Геотектоника, 1971, № 4.

Янов Э. Н. О некоторых типах тектонических структур подвижных поясов.— Геотектоника, 1969, № 2.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.

Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2.

Dewey J. F., Pankhurst R. J. The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern.— Trans. Roy. Soc. Edinbourgh, 1970, v. 68, № 11.

Gilluly J. Distribution of mountain building in geologic time.—Bull. Geol. Soc. America, 1949, v. 60.

Rutten L. M. R. Frequency and periodicity of orogenic movements.—Bull. Geol. Soc. America, 1949, № 4.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила: 15 сентября 1975 г. **№** 6

1976 г.

УДК 551.24/476:550.83

Р. А. ГАФАРОВ

ТИПЫ РАЗЛОМОВ И ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ строения фундамента Восточно-Европейской платформы показывает большую роль разнообразных глубинных разломов в ограничении и развитии ее основных зон. Важное значение имеет систематизация геологогеофизических данных о широком проявлении горизонтальных перемещений в фундаменте (надвиги, сдвиги и т. д.). Намечаются общие пространственные и временные закономерности распространения структур типа надвигов, покровов и сдвигов. Эти данные свидетельствуют о большой роли надвигового и сдвигового структурообразования в формировании фундамента платформы.

Среди многих проблем тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы одним из наиболее сложных является вопрос о строении зон разломов, типах разломов и роли горизонтальных движений в их развитии. Сопоставление и комплексный анализ геофизических данных совместно с данными бурения и геологии докембрия щитов на примере Восточно-Европейской платформы с целью систематизации типов разломов фундамента и выявления их пространственных и временных соотношений имеет в связи с этим важное методическое и практическое значение для проблем сравнительной тектоники древних платформ.

Разломы фундамента Восточно-Европейской платформы впервые еще в конце прошлого века были отображены на тектонических схемах А. П. Карпинского. Важное значение разломов в строении фундамента неоднократно подчеркивал А. Д. Архангельский. Особенно большой вклад в изучение структур платформы в связи с разломами внес в период 1945—1955 гг. Н. С. Шатский. В последующие годы анализ данных геофизики и бурения с целью выяснения тектоники фундамента и в особенности строения разломов проводили Э. Э. Фотиади (1958), А. А. Борисов (1962), Ю. Н. Годин (1962), П. Н. Кропоткин с соавторами (1971), H. B. Неволин (1971), B. H. Зандер с соавторами (1967), В. А. Дедеев (1972), А. И. Суворов (1973), автор (Гафаров, 1963, 1973) и многие другие исследователи. В настоящее время существует ряд схем разломов фундамента платформы в целом и ее отдельных регионов. Обращают внимание существующие иногда значительные расхождения между схемами разломов, представленными различными авторами.

Не вызывает сомнений задача широкого геолого-геофизического изучения разнообразных разломов на платформе и других крупнейших структурах земной коры. Накопленный материал позволил приступить к составлению карты разломов территории СССР в масштабе 1:2500000 совместными усилиями Академии наук и Министерства геологии СССР с целью систематизации разломов и выявления их пространственных и временных соотношений, а также установления связей с другими геологическими образованиями и прогноза месторождений

полезных ископаемых.

Одним из наименее разработанных остается вопрос о роли и типах горизонтальных движений вдоль разломов фундамента, выделении их систем, общей динамике и механизме перемещений по разломам. В связи с этим важное значение имеет систематизация данных о горизонтальных движениях блоков фундамента Восточно-Европейской платформы по ряду крупных разломов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фундамент Восточно-Европейской платформы характеризуется значительной гетерогенностью строения и сложен, как хорошо установлено на Балтийском и Украинском щитах и многочисленными данными бурения на Русской плите, комплексами гнейсов архея (кольская, беломорская, конско-верховцевская, обоянская, отрадненская серии и др., 2600 млн. лет и древнее), разнообразными осадочно-вулканогенными в разной степени метаморфизованными комплексами нижнего и среднего протерозоя (2600—1750 млн. лет) и готским магматическим комплексом (1750—1200 млн. лет).

Строение и состав фундамента платформы отражаются гравитационными и особенно магнитными аномалиями различного типа. Аномальное магнитное поле Восточно-Европейской платформы характеризуется развитием обширных областей мозаичных магнитных полей, разделенных и опоясанных системами полосовых максимумов и минимумов, ярко отображающих разнородные массивы и зоны фундамента (рисунок).

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

В восточной части Балтийского щита выделяются Кольская и Карельская зоны карельской складчатости, разделенные Беломорским архейским массивом (беломоридами). Линейные ранне- и среднепротерозойские складчатые структуры (Печенгская, Имандра-Варзугская, Кейвская и др.), сложенные мощными осадочно-вулканогенными комплексами, отчетливо отражаются в магнитном поле в виде систем полосовых аномалий.

Беломорский массив архейских гнейсов и амфиболитов, характеризующихся сложными куполовидными формами (Шуркин, 1968; Стенарь, 1972), очерчивается пониженным мозаичным магнитным полем и региональным максимумом силы тяжести. Складчатая зона карелид Карелии отображается системой полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. Интенсивными линейными магнитными максимумами с резкими градиентами отмечаются осадочно-вулканогенные и железорудные серии ранних карелид (гимольская, парандовская и др.), слагающие ряд крупных синклинориев (Восточно-Карельский, Западно-Карельский и др.), осложненных чешуйчато-моноклинальными структурами.

На западе щита складчатая система свекофеннид Швеции и Финляндии отличается ветвящимися дугообразными зонами магнитных аномалий, огибающими участки пониженного магнитного поля. Последние отвечают здесь многочисленным массивам гранитоидов. Массив древних серых и красных гнейсов юго-западной Швеции, характеризующийся куполовидными формами и подвергшийся глыбовому дроблению, отображается пониженным мозаичным магнитным полем. По характеристике в магнитном поле он сходен с Беломорским массивом. Таким образом, крупные массивы гнейсов архея Балтийского щита (Беломорский, Центрально-Финляндский, Южно-Шведский и др.) характеризуются пониженным мозаичным магнитным полем и ярко выделя-

ются среди опоясывающих их складчатых зон свекофенно-карелид с их протяженными системами полосовых максимумов и минимумов.

Зоны магнитных аномалий всей западной части щита (в области свекофеннид, Южно-Шведского массива гнейсов и на юго-западе Норвегии) распространяются с тем же простиранием, не меняя характера, в пределы зоны каледонид Норвегии. Следовательно, структуры каледонид не выражены в магнитном поле. Аномалии магнитного поля в их пределах отражают состав и строение подстилающих комплексов докембрия западной части щита, перекрытых покровами каледонид и выступающих на поверхность в многочисленных тектонических окнах (Ромбак и многие другие). Изучение магнитных аномалий позволяет коррелировать их внутреннее строение с зонами западной части щита. Таким образом, северо-западная граница и окраина платформы в значительной степени перекрыты норвежскими каледонидами. Размах горизонтальных перемещений каледонских складчатых сооружений достигает 100—150 км на всем протяжении.

РУССКАЯ ПЛИТА

На простирании складчатых зон и массивов докембрия Балтийского щита в составе фундамента Русской плиты по данным аэромагнитной съемки и бурения прослеживаются линейные складчатые зоны свекофенно-карелид и крупные угловатые массивы гнейсов архея. Прямым продолжением линейных магнитных аномалий Кольской зоны карелид служат ярко выделяющиеся полосовые магнитные максимумы и минимумы Мезенско-Вычегодской зоны (Гафаров, 1963). На юго-восточном продолжении Беломорского массива, в бассейне Северной Двины, выделяется область пониженного мозаичного магнитного поля, очерчивающая, по-видимому, крупный гетерогенный массив архея. На простирании Карельской складчатой зоны прослеживаются дугообразные Онего-Вагская и Валдайская погребенные зоны карелид, обращенные выпуклостью на восток и причленяющиеся с севера к субширотной Московской зоне. К юго-востоку от Финского залива область пониженного мозаичного магнитного поля очерчивает Новгородский погребенный массив гнейсов архея и микроклиновых гранитов (Гафаров, 1963).

На продолжении к югу складчатой системы свекофеннид Швеции и Финляндии прослеживаются сложно ветвящиеся, изогнутые зоны субширотного и северо-западного простирания, которые опоясывают небольшие массивы архея, выделяющиеся в пределах Прибалтики (Даугавский, Паневежский и др.), на северо-востоке Польши (Мазовецкий, Поморский, Добжинский) и, наконец, Североморский массив в пределах западного внешнего угла платформы, отражающийся повышенным мозаичным магнитным полем и, видимо, интенсивно переработанный готскими и дальсландскими движениями. Эти массивы ограничиваются с юго-запада протяженной Висленско-Днестровской зоной полосовых аномалий, прослеживающейся вдоль юго-западного края эпикарельской Восточно-Европейской платформы. В свете магнитных данных, следовательно, отчетливо определяется юго-западный край эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы и его стык с эпипалеозойским (местами байкальским) фундаментом Польско-Германской впадины (Гафаров, 1973).

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украинского щита выделяется ряд типов магнитных полей. Массив древнейших (2600—3600 млн. лет) гнейсов конско-верховцевской серии Среднего Приднепровья (Козловская и др., 1971) с характерными куполовидными структурами и его погребенные северное и южное продолжения отмечаются мозаичным полем. Мозаичное в целом более повышенное магнитное поле наблюдается также над Подольским массивом в юго-

западной части щита и над его погруженной под чехол частью. В центральной части Украинского щита доминируют интенсивные полосовые магнитные максимумы, соответствующие зонам развития железорудных комплексов криворожской серии (Криворожско-Кременчугский и др.), которые, по данным ГСЗ, характеризуются повышенной до 60—65 км мощностью (Соллогуб, 1970). Аналогичная грандиозная система Курских магнитных аномалий ярко вырисовывает зону развития магнетитовых кварцитов курской серии, слагающих узкие чешуйчатые структуры (Зайцев, 1973; Новикова, 1971).

В центральных районах Русской плиты выделяется крупная субширотная Московская система полосовых магнитных аномалий, отображающих складчатую зону карелид, которая на востоке платформы расходится в виде обширной виргации (Волжско-Камская система, Муратов, 1970), включающей ряд протяженных дугообразных зон карелид (Рязано-Саратовская, Кировско-Сыктывкарская, Казанско-Владимирская, Камско-Вятская и др.), обращенных выпуклостью на восток и разделенных архейскими срединными массивами. Архейские массивы (Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский и др.) сложены гнейсами и основными кристаллическими сланцами отрадненской и высокоглиноземистыми гнейсами большечеремшанской серий (Богданова и др., 1971) и выделяются здесь повышенными мозаичными магнитными и гравитационными полями. Среди зон карелид особенно четким полосовым магнитным полем характеризуются протяженные Рязано-Саратовская и Камско-Вятская зоны, в пределах которых в ряде пунктов вскрыты складчатые комплексы нижнего протерозоя, залегающие непосредственно на гнейсах отрадненской серии. По магнитным аномалиям карельский фундамент восточной части платформы прослеживается далеко (на 50— 80 км) на восток под надвигами складчатого палеозоя западного склона Урала и доходит до зоны хр. Уралтау.

Фундамент юго-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы, занятого Прикаспийской впадиной, слагает обширный массив архея (Гафаров, 1973). Он отмечается областью отрицательного мозаичного магнитного поля и со всех сторон обтекается линейными складчатыми зонами карелид (Токаревско-Уфимская, Эмбенская и др.).

ТИПЫ РАЗЛОМОВ С ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ ПЕРЕМЕЩЕНИЕМ В ФУНДАМЕНТЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ строения фундамента Восточно-Европейской платформы (см. рисунок) показывает большую роль протяженных разломов в ограничении и развитии основных складчатых зон и массивов. Общие черты тектоники фундамента платформы и его глыбовая структура, следовательно, в значительной мере определяются пространственными и временными закономерностями расположения и соотношения разнообразных глубинных разломов, образующих несколько систем, крупнейшими из которых являются: Кольско-Мезенско-Вычегодская, Карельско-Онего-Вагская, Сухонская, Московско-Кировско-Сыктывкарская, Белорусско-Литовская, Криворожско-Кременчугская, Рязано-Саратовская, Камско-Вятская, Жигулевско-Пугачевская и др. Системы глубинных разломов, разделяющие разнородные зоны и массивы фундамента, характеризовались чрезвычайно длительным развитием (от позднего архея до позднего протерозоя). Обычно они сопровождаются массивами базитов и ультрабазитов, четко отображаются в геофизических, особенно магнитных полях, а многие из них — и в платформенном чехле в виде систем валов. Данные ГСЗ указывают на проникновение крупных разломов на глубину вплоть до поверхности Мохоровичича.

Структурные геолого-геофизические исследования в пределах щитов и данные бурения на плите позволили выявить особенности глубинного

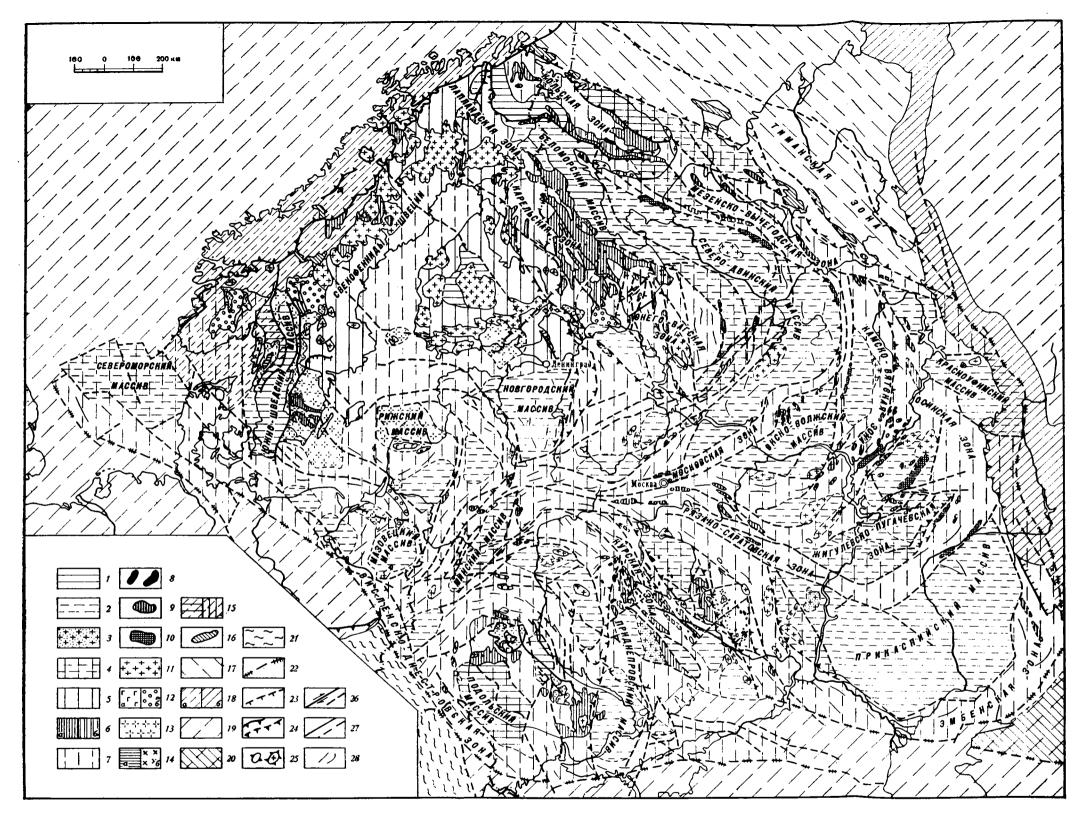


Схема строения фундамента Восточно-Европейской платформы. 1-3—архейские массивы: I- в пределах щитов, 2- под платформенным чехлом, 3- гранитонды архея; 4-15- ранне- и среднепротерозойские складчатые области: 4- архейские массивы, переработанные ранне-среднепротерозойскими складчатостями, 5- ранне- и среднепротерозойские складчатые системы (свекофенно-карелиды) в пределах щитов, 6- карелиды восточной части Балтийского щита: a- ранне, 6- поздние, 7- ранне-среднепротерозойские складчатые системы под платформенным чехлом, 8- гипербазиты (перидотиты, пироксениты, серпентиниты), 9- базиты (габбро-амфиболиты, основные кристаллические сланцы), 10- габбро-анортозиты и анортозиты, 11- ранне- и среднепротерозойские гранитоиды, 12- готские комплекс: a- магматические, 6- эффузивно-осадочные образования, 13- готские гранитоиды, граниты типа рапакиви и др., 14- дальсландский комплекс: a- осадочно-вулканогенные образования юго-западной

части Балтийского щита, 6— гранитоиды, 15— додальсландские массивы, подвергшиеся позднепротерозойской гранитизации; 16—17— области байкальской складчатости: 16— рифейский складчатый фундамент, выступающий на поверхность, 17— то же под платформенным чехлом; 18— области палеозойской складчатости: а— каледониды Скандинавии, 6— варисциды Урала; 19— палеозойды нерасчлененные; 20— древние массивы (байкальского и неустановленного возраста), переработанные палеозойскими складчатостями (под платформенным чехлом); 21— нерасчлененные комплексы в области альпийской складчатости; 22—27— глубинные разломы: 22— краевые швы, ограничивающие платформу, 23— глубинные сбросы, 24— глубинные надвиги, 25— тектонические покровы и «окна», 26— глубинные сдвиги, 27— разломы неустановленного типа; 28— оси магнитных аномалий

строения многих зон глубинных разломов и установить среди них ряд основных типов. Особое значение имеют новые данные о горизонтальных смещениях вдоль ряда крупных разломов (надвигов, сдвигов и т. д.).

БАЛТИЙСКИЙ ШИТ

Крупнейшие глубинные разломы (надвиги) ограничивают обширный Беломорский массив с северо-востока и юго-запада в восточной части Балтийского щита, отделяя его от смежных складчатых зон карелид. Зона сочленения Беломорского массива с кольскими карелидами по геологическим и геофизическим данным (Литвиненко и др., 1968; Новикова, 1971; Цирульникова и др., 1968; Шуркин, 1968) характеризуется развитием многочисленных разломов, разрывов и широких полос бластомилонитов по архейским и протерозойским метаморфическим и магматическим породам. На Терском участке этой границы, где чрезвычайно широко распространены тектониты и бластомилониты (Шуркин, 1968), наблюдаются многочисленные надвиги, ориентировка которых указывает на перемещение жестких глыб беломорских гнейсов на север, в сторону карелид Кольского полуострова. Такие же пологие надвиги прослеживаются и западнее вдоль контакта, ограничивая с юга Печенгскую структуру (Литвиненко, Анкудинов, 1971). На многих участках к зоне сочленения беломорид и кольских карелид приурочены крупные массивы базитов и ультрабазитов (Монче-, Чуна- и Волчьих тундр, Серпентинитовый пояс и др.), что позволяет рассматривать ее в качестве регионального глубинного надвига. Восточное и юго-восточное продолжение этого надвига прослеживается вдоль всего северного и восточного ограничения обширного Беломорско-Северо-Двинского массива архея под платформенным чехлом, где к нему, судя по геофизическим данным, также приурочены массивы ультраосновных и основных пород. Детальные структурные исследования и профили ГСЗ в зоне сочленения Беломорского массива и карелид Карелии показывают, что она представляет собой зону протяженного глубинного разлома. Вдоль нее в полосе шириной от 15-20 до 50-60 км прослеживаются многочисленные разрывы и разломы общего северо-западного простирания. Здесь наблюдается интенсивная бластомилонитизация всех метаморфических и магматических пород. К зоне этого глубинного разлома приурочены многочисленные разновозрастные тела базитов и гранодиорит-чарнокитов, подчеркивающие его чрезвычайно длительное многофазное развитие — от архея до среднего протерозоя (Шуркин, 1968). Рассматриваемый глубинный разлом является одним из крупнейших в восточной части Балтийского щита, сопоставимым по размерам лишь с глубинным надвигом на границе Беломорского массива и кольских карелид.

В центральной части Кольской зоны прослеживаются Печенгская и Имандра-Варзугская зеленокаменные структуры карелид, характеризующиеся, как показывают структурные профили и данные ГСЗ (Литвиненко и др., 1968; Литвиненко, Анкудинов, 1971), сложным чешуйчато-моноклинальным строением и сформировавшиеся в зоне глубинного надвига непосредственно на поверхности базальтового слоя, или, иными словами, на коре океанического типа (Пейве и др., 1972). В основании этих чешуйчатых структур и в их строении участвуют многочисленные пластовые тела и массивы базит-гипербазитового состава. По серии чешуйчатых надвигов Имандра-Варзугская и Печенгская структуры с юга надвинуты на гранитоиды и сланцы кольской и кейвской серий, на юге, в свою очередь, тектонически перекрыты более древними зеленокаменными породами тундровой серии. Мурманский массив в северной части Кольского полуострова, сложенный архейскими гранодиоритами, гнейсами и амфиболитами, являющимися в основном немагнитными образованиями, отмечается развитыми в его пределах крупными полосовыми магнитными аномалиями северо-западного простирания, аналогичными линейным максимумам смежного Кейвского синклинория, с которым он граничит по крупному глубинному надвигу. Интенсивные полосовые магнитные аномалии в пределах Мурманского массива не могут быть обусловлены немагнитными архейскими гнейсами и гранитоидами, выступающими на поверхность, и связаны, судя по расчетам глубин до магнитных масс, складчатыми комплексами, залегающими на небольших глубинах (иногда менее 1 км). Вероятно, полосовые аномалии отображают здесь складчатые комплексы карелид, погребенные под сравнительно маломощным тектоническим покровом пород архея. Амплитуда горизонтальных перемещений рассматриваемого архейского массива, видимо, достигала нескольких десятков километров. В связи с этим следует отметить данные А. А. Полканова (1935) по району так называемого Карелинского наволока в северо-западной части Мурманского массива. В результате изучения даек и трещинной тектоники района А. А. Полканов пришел к выводу о том, что эти деформации обусловлены тангенциальным напором с северо-северо-запада и севера, а затем с северо-востока, вызвавшим образование систем закрытых и открытых трещин и смещение даек со значительными амплитудами. По геофизическим данным можно судить о погребенном юго-восточном продолжении Мурманского массива, перекрывающем с севера Мезенско-Вычегодскую зону карелид. Восточная часть Карельской зоны карелид (Восточно-Карельская подзона), сочленяющаяся с Беломорским массивом, характеризуется особенно сложным чешуйчатым строением. Общий наклон чешуйчатых моноклиналей Восточно-Карельской подзоны к юго-западу указывает на надвиги структур карелид в сторону Беломорского массива. Однако в районе профиля ГСЗ Онежское озеро — Белое море (Анкудинов и др., 1972), наоборот, комплексы беломорид надвинуты на зону карелид Карелии. Эти данные указывают на сложный, многофазный и дифференцированный характер тектонических движений на стыке крупнейших структурных элементов восточной части Балтийского щита. В области Ветреного пояса в этой зоне сочленения, как показала А. С. Новикова (1971), комплекс ультраосновных пород, так же как и комплекс основных эффузивов, находится в аллохтонном залегании. Структуру Ветреного пояса в целом А. С. Новикова сравнивает с гигантской брекчией интенсивно развальцованных и раздробленных глыб перидотитов, габбро, спилитов, туфов, зеленых сланцев и т. д. Таким образом, в пределах Карельской зоны отмечается увеличение интенсивности деформаций с запада на восток. Эта асимметрия строения зоны, вероятно, связана с ее горизонтальным сжатием. Система глубинных надвигов Карельской зоны находит далекое продолжение к юго-юго-востоку, по геофизическим данным, в пределах Онего-Вагской погребенной зоны карелид, где она смыкается с Сухонской зоной разломов северо-восточного простирания.

Значительный интерес представляет пояс тектонических покровов в Северном Приладожье, сформировавшихся в полосе шириной около 40 км, протягивающейся в северо-западном направлении вдоль южного пологого крыла Сортавальско-Питкярантского поднятия (Судовиков и др., 1970). В строении покровов участвуют гранито-гнейсы основания и ассоциирующие с ними кристаллические сланцы сортавальской серии, слагающие линзовидные тела, окруженные породами ладожской серии нижнего — среднего протерозоя, которые полого падают на юг под углом 15—20° под гранито-гнейсы. Между породами фундамента и ладожской серии картируется резкое структурное несогласие. Тектонические покровы гранито-гнейсов различной мощности испытали в этой зоне смещения с юга на север с амплитудой, превышающей первые десятки километров. Как отмечают Н. Г. Судовиков и его соавторы (1970), на современной стадии изученности роль надвигов здесь может только недооцениваться.

Важно подчеркнуть, что система тектонических покровов Северного Приладожья находится в зоне крупных глубинных надвигов на границе свекофеннид Финляндии и Карельской системы карелид, по которым свекофенниды на значительной площади сорваны с основания (Вяюрюнен, 1959; Войтович, 1973). В зоне надвига свекофеннид на карелиды развиты гипербазиты, базиты и гранитоиды, в том числе рапакиви, образующие крупный полого залегающий массив. Амплитуда смещения комплексов свекофеннид в зоне сочленения составляет 50-60 км, возможно достигая 200—300 км в районе северной оконечности Ботнического залива (Войтович, 1973). Далеким южным продолжением этого регионального глубинного надвига служит, видимо, зона разломов по восточному ограничению Новгородского массива (Гафаров, 1973), которая уходит и далее к юго-западу в район сложного узла сочленения и скучивания зон карелид в районе Витебска и Полоцка. На западе Балтийского щита, в южной Швеции вдоль восточного края Южно-Шведского массива прослеживается крупнейшая зона разломов, дробления и сланцеватости (Богданов, 1967). По особенностям структурных соотношений со смежными зонами свекофеннид этот массив вполне аналогичен Мурманскому массиву восточной части щита. В обоих случаях крупные массивы гнейсов архея приподняты и надвинуты на смежные более молодые складчатые зоны (Харитонов, 1960, и др.). Южно-Шведский глубинный разлом в целом отсекает западный угол Восточно-Европейской платформы (Североморский массив и др.), интенсивно передробленный сложной системой разломов северо-западного и северо-восточного простирания, наиболее активно, видимо, проявившихся в готский и дальсландский этапы дробления и глыбовой переработки фундамента (Богданов, 1967).

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

В пределах Украинского щита, в его центральной части в Среднем Приднепровье прослеживаются линейные субмеридиональные зоны распространения криворожского складчатого комплекса (1700 -2100 млн. лет, Козловская и др., 1971) в поле развития более древних складчатых комплексов докембрия, ограниченных крупными глубинными надвигами. Среди них выделяется по размерам Криворожско-Кременчугская зона, ограниченная и осложненная с запада крупным продольным надвигом (Доброхотов, 1969). Криворожско-Кременчугский надвиг прослеживается и далеко на север, пересекая Днепровско-Донецкую впадину. Падение надвига почти всюду крутое на запад. Вертикальная амплитуда перемещения по надвигу составляет не менее 3—4 км (Доброхотов, 1969). В то же время в завершающие этапы формирования фундамента (1500-1700 млн. лет) этот крупный разлом проявлял себя как правосторонний сдвиг с амплитудой 2 км (Куделя, 1965). Общая структура Криворожско-Кременчугской зоны — отчетливо чешуйчатомоноклинальная. Данные о строении Криворожско-Кременчугской, Орехово-Павлоградской и других систем надвигов позволяют рассматривать их как фронтальные части глубинных надвигов, связанных с глубинными зонами земной коры и верхней мантии. Они располагаются вдоль окраин Приднепровского массива. Важные данные о глубинном строении Криворожско-Кременчугской зоны получены методом ГСЗ, выявившим резкое утолщение земной коры до 60 км в ее пределах (Соллогуб, 1970, и др.).

РУССКАЯ ПЛИТА

Крупнейшие разломы Балтийского и Украинского щитов прослеживаются, как уже отмечалось, по данным бурения и геофизики, в фундаменте Русской плиты, где они образуют ряд сложных систем (см. рису-

нок). Наиболее детально, по данным бурения, строение этих систем глубинных разломов фундамента изучено в пределах Воронежской, Белорусской и Волго-Уральской антеклиз.

Архейские массивы в составе фундамента Воронежской антеклизы. как правило, ограничены глубинными разломами (надвигами, сдвигами и т. д.). Крупный разлом, продолжающий Криворожско-Кременчугский глубинный надвиг, ограничивает с запада Сумский массив, а еще далее к северу — Белгородско-Михайловскую подзону распространения железистых кварцитов. Особенностью тектоники железорудных комплексов локембрия в зоне Курской магнитной аномалии, установленной по данным бурения ряда структурно-картировочных профилей (Зайцев, 1973), является развитие сложных деформаций, известных как «узлы аномалий» и обусловленных, видимо, чешуйчато-моноклинальными формами. связанными с многочисленными надвигами и сдвигами. Так, система сдвигов ограничивает с севера Сумский массив и прослеживается далее на восток и юго-восток, косо пересекая Белгородско-Михайловскую подзону, Курско-Карачанский линейный блок архея и Тим-Ястребовско-Новооскольскую подзону (Зайцев, 1973), к северной периферии Россошанского массива архея, где эта система замещается разломами юго-юговосточного и субширотного простирания. Чешуйчатые синклинорные формы железорудных комплексов разорваны и смещены вдоль этого сдвига с амплитудами до 30—40 км. Аналогичный характер имеют сдвиги и в более северных районах Курской зоны, где они часто являются уже продольными по отношению к чешуйчато-моноклинальным формам.

Особый интерес представляет анализ строения и природы Воронежского пояса метабазит-гипербазитов, характеризующегося в целом интенсивной раздробленностью пород. Этот пояс весьма сходен с зоной тектонитов Ветреного пояса. Обращает внимание расположение тел базит-гипербазитов в соответствии с простиранием разломов этих зон. А. С. Новикова (1971) сопоставляет их с элементами разреза океанической коры. Согласно такому предположению, в раннедокембрийское время (нижний протерозой) на месте Восточно-Воронежского пояса базит-гипербазитов находился сегмент земной коры протоокеанического типа. западной границей которого служил Мамоно-Лосевский глубинный разлом. После отложения вулканогенно-осадочных пород воронцовской серии в этой зоне произошли интенсивные горизонтальные движения с образованием структур типа меланжа. Современные массивы гипербазитов представляют собой, таким образом, останцы фронтальной части крупного надвига к западу.

Сложная система разломов устанавливается и по сравнительно детальным данным бурения и геофизики в фундаменте Белорусско-Мазурской антеклизы. Вдоль Белорусско-Литовской зоны погребенных свекофенно-карелид А. М. Пап (1972) проследил систему линейных блоков. сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами архея, железистыми кварцитами и вулканогенно-песчанико-сланцевыми толщами нижнего протерозоя. Блоки разделены множеством крупных продольных разломов типа глубинных надвигов и сдвигов, которые обусловили сложное чешуйчатое строение зоны. Обращает внимание насыщенность Белорусско-Литовской зоны телами базитов и гипербазитов, обычно прослеживающихся вдоль разломов, а также массивами гранитоидов. Многие из поперечных секущих сдвигов, осложняющих Белорусско-Литовскую зону, протягиваются далеко на восток, нарушая смежные складчатые зоны и массивы. Так, по крупному субширотному сдвигу, прослеживающемуся южнее г. Минска, северная часть Минского архейского массива (Гафаров, 1973) смещена относительно южной и, видимо, надвинута на восток на смежную (Витебско-Смоленскую) зону свекофенно-карелид. Зона разлома отмечается множеством тел базит-гипербазитов. Сдвиг северо-восточного простирания ограничивает Минский массив и с юга. Характерна Московская система крупных субширотных глубинных разломов в центральных районах Русской плиты, которая раскрывается на восток в виде обширной виргации. В Подмосковье к ней приурочены глубокие рифейские грабены широтного простирания. По сложному кулисному смещению полосовых магнитных аномалий вдоль Московской зоны и особенностям размещения линейных тел базитов и анортозитов намечается проявление существенных сдвиговых продольных смещений при ее формировании. Аналогичным образом, значительные сдвиговые смещения блоков фундамента намечаются вдоль Рязано-Саратовской зоны карелид, к осевой части которой приурочен Пачелмский авлакоген. Обращает внимание насыщенность этой зоны множеством кулисно расположенных разломов и массивов основных и ультраосновных пород и полос бластомилонитов. В целом эта зона, по данным ГСЗ (Голионко и др., 1972), отличается четко выраженным утолщением гранитного слоя и нарушенностью его, как и базальтового слоя, разломами.

Восточным продолжением разломов Рязано-Саратовской зоны служат разломы северного ограничения Прикаспийского массива архея. Он нарушен сложной системой разломов, особенности строения и распространения которых намечаются лишь по геофизическим данным (Неволин,

1971; Гафаров, 1973).

Фундамент востока Русской плиты, изученный особенно в Волго-Уральской области уже тысячами скважин, нарушен множеством разломов разного типа, характеристика которых дана в ряде работ (Богданова и др., 1973; Валеев, 1970, и др.). Нами рассмотрены лишь некоторые примеры с целью характеристики основных систем разломов. Данные бурения во многом уточнили строение известного Жигулевского разлома, представляющего собой крупный глубинный надвиг субширотного простирания, по которому архейский Жигулевско-Пугачевский массив надвинут к северу на смежную Камско-Вятскую складчатую зону карелид (Гафаров, 1973). Вдоль Жигулевского глубинного надвига и его восточного продолжения скважинами вскрыты небольшие внутриформационные тела дифференцированных ультрабазитов (Богданова и др., 1973). Движения по этому разлому продолжались и на платформенном этапе, о чем свидетельствует вскрытие осадочных комплексов рифейсковендского чехла под взбросо-надвигами наклонных блоков («козырьками») фундамента (Лобов, 1970).

Крупный Граханско-Елабужский (Прикамский) глубинный разлом северо-восточного простирания прослеживается вдоль северо-западного ограничения Альметьевского массива. С севера к нему причленяются многочисленные кулисные субмеридиональные разломы. Как показывают данные бурения, фундамент в зоне этого глубинного разлома вдоль Сарайлинского прогиба и Граханско-Елабужского вала, а также западнее — в Приказанском районе, интенсивно раздроблен, сложен линейными блоками (тектоническими пластинами) с протяженными полосами бластомилонитов, имея, таким образом, сложное чешуйчатое строение. Характерен общий региональный наклон блоков фундамента на северозапад. Особый интерес представляет установление среди них пластин и тел габбро-анортозитов (Богданова и др., 1973). Так, крупный габбронорит-анортозитовый Туймазинский блок, наклоненный на северо-запад, протягивается вдоль южного борта Альметьевского массива архея. Серия пластин анортозитов установлена вдоль Граханско-Елабужского разлома и северо-западнее в Приказанском районе, а также вдоль Вятской зоны разломов. Крупные пластины анортозитов прослеживаются, судя по данным бурения, в Чигирине, Рехино, Сысоле и других местах и, по геофизическим данным, вдоль крупных глубинных надвигов по восточному и юго-восточному ограничению крупнейшего Беломорско-Северо-Двинского массива, надвинутого, видимо, как и на Балтийском щите, на смежные складчатые зоны карелид.

- 1. Анализ новых геолого-геофизических данных свидетельствует о широком проявлении в фундаменте Восточно-Европейской платформы горизонтальных перемещений значительной амплитуды (десятки километров). Они характеризовались чрезвычайно длительным развитием (от верхнего архея до позднего протерозоя). По-видимому, наиболее интенсивно горизонтальные смещения проявились в заключительные этапы развития складчатых зон свекофенно-карелид и формирования фундамента платформ.
- 2. Структурные геолого-геофизические исследования в пределах щитов позволили выявить особенности глубинного строения многих разломов. Как установлено данными ГСЗ на Балтийском и Украинском щитах, в строении складчатых зон свекофенно-карелид большую роль играют сдвиги, надвиги и надвиговые структуры, непосредственно связанные с глубинными зонами земной коры и верхней мантии. Зоны сочленения основных структурных элементов этих щитов в целом выражены крупнейшими системами глубинных надвигов, определяющими сложное чешуйчатое строение складчатых зон свекофенно-карелид (Новикова, 1971). Несомненно, что общепризнанные зоны глубинных разломов фундамента Русской плиты также принадлежат категории глубинных надвигов и сдвигов. Они в основном определяют и структурный рискладчатых комплексов основания Восточно-Европейской платформы в целом.
- 3. Чрезвычайно важными и интересными являются пока немногие данные о крупных шарьяжных перекрытиях (тектонических покровах) в строении фундамента, установленных на Балтийском щите (Ладожские купола, Гранулитовый массив, зона Ветреного пояса, вероятно Мурманский массив и др.) и больших сдвиговых смещениях по глубинным разломам (Криворожско-Кременчугский и др.). Видимо, такого рода структуры широко развиты и в фундаменте Русской плиты. О них свидетельствуют определенные закономерности размещения и сочленения архейских массивов со складчатыми зонами карелид, отображающиеся в магнитных полях в соотношениях торцового типа, наложенности систем аномалий разного плана и т. д.
- 4. Проблема пространственных и временных закономерностей распространения структур типа надвигов, покровов и сдвигов в фундаменте Восточно-Европейской платформы, а также общей динамики и механизма горизонтальных перемещений по разломам может решаться в настоящее время в основном на примере ее щитов. На Балтийском щите отмечаются преобладающие направления горизонтального перемещения крупных блоков (увеличение интенсивности деформаций в пределах асимметричной Карельской зоны сжатия с запада на восток, надвиги Беломорского массива и Мурманского массива на колыские карелиды и др.), которые уже давно были подмечены А. А. Полкановым (1935), а затем описывались Л. Я. Харитоновым (1960), Х. Вяюрюненом (1959), А. С. Новиковой (1971) и многими другими. Аналогичные структурные соотношения намечаются и для Северо-Двинского, Окско-Волжского, Альметьевского и других архейских массивов фундамента центральных и восточных районов Русской плиты (Гафаров, 1973, и др.). Новые геолого-геофизические данные свидетельствуют, таким образом, о большой роли надвигового и сдвигового структурообразования в формировании фундамента Восточно-Европейской платформы.

Литература

Анкудинов С. А., Болгурцев Н. Н., Литвиненко И. В., Поротова Г. А. Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море).— Геотектоника, 1972. № 5.

Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 1.

Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В. Петрофизическая характеристика фундамента Восточно-Европейской платформы.— В кн. «Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами». М., «Недра», 1971.

Богданова С. В., Подоба Н. В., Серова А. Д. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12. Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. — Сов. геология, 1962, № 1.

Валеев Р. Н. Горизонтальные сдвиговые движения земной коры востока Русской плат-

формы. Тр. Геол. ин-та, Казань, 1970, вып. 30.

Войтович В. С. О глубинном надвиге зоны сочленения свекофеннид и карелид. — Докл. AH CCCP, 1973, T. 211, № 2.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит., 1959. Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8.

Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ.— В кн. «Тектоника фундамента древних платформ». М., «Наука», 1973.

Годин Ю. Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИГеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг.—В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Госгеолтехиздат, 1962.

Голионко Г. Б., Ефимкин Н. С., Зиньковский В. Е., Крестин Е. М. Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ).— Геотектоника, 1972, № 5.

Дедеев В. А. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты.— Гео-

тектоника, 1972, № 3.

Доброхотов М. И. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4.

Зайцев Ю. С. Геологическое строение Воронежского кристаллического массива.— В кн. «Вазит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской

платформы». М., «Недра», 1973.
Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра», 1967.
Козловская А. Н., Располова М. Г., Гладкий В. Н., Гуревич Б. Л., Чирвинская М. В. К вопросу о строении дорифейского фундамента территории Украины и Молдавии. — Сов. геология, 1971, № 6.

Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А. Глубинная тектоника древних платформ. М., «Наука», 1971.

Куделя В. А. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения

вдоль него.— Доповіді АН УРСР, 1965, № 1.

Литвиненко И. В., Анкудинов С. А. О соотношении между поверхностными и глубинными структурами земной коры Балтийского щита.— В кн. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971.

Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Сипарова Ю. А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклинорной зоны. В кн. «Геология и глубинное

строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.

Лобов В. А. Обоснование дислокаций типа надвига и поднадвиговых зон нефтегазонакопления на востоке Русской платформы. — В сб. «Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края». Қазань, 1970.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особен-

ности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2. Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. В кн. «Тектоника фундамента древних платформ». М., «Наука»,

Неволин Н. В. Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы. В кн. «Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы теофизическими методами». М., «Недра», 1971.

Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., «Наука»; 1971.

Пап А. М. Формационное деление докембрия Белоруссии.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинальното процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.

Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полу-

острова, ч. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935. Соллогуб В. Б. Структура земной коры Украины.— Геофиз. сб., № 38. Киев, «Наукова думка», 1970.

Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья).— Геотектоника, 1972, № 5.

Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.

Фотшади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Тр. Всес. н.-и. ин-та геофиз.,

1958, вып. 4.

Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Междунар, геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Цирульников М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита.—В кн. «Глубинное строение вос-

точной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.

Геологический институт АН СССР

Статья поступила 25 февраля 1975 г.

УДК 551.243:551.24.055(477)

А. М. ЛЫСАК, А. А. СИВОРОНОВ

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ ЧАСТИ САКСАГАНСКОЙ ГЛЫБЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Южная часть Саксаганской глыбы и примыкающий с востока Чертомлыкско-Соленовский синклинорий сложены метаморфическими и магматическими формациями, возникшими на разных этапах (допротерозойском и раннепротерозойском) развития Украинского щита, отделенных друг от друга значительным временным перерывом и мощными складкообразовательными процессами. Обе структуры характеризуются линейными разнонаправленными складчатыми формами, ничего общего не имеющими со структурами типа гранито-гнейсовых куполов.

Значительное своеобразие складчатых сооружений раннедокембрийского этапа развития верхней оболочки Земли неоднократно отмечалось многими исследователями. Одну из сторон такого своеобразия, по мнению многих геологов, представляют весьма характерные для дожембрия структурные формы типа гранитогнейсовых, или как их часто называют гнейсово-мигматитовых куполов. До последнего времени одним из классических примеров подобного структурного элемента украинского докембрия рассматривался выделенный Г. И. Каляевым (1965, 1970, 1974) Саксаганский купол. В расшифровке его внутренней структуры большое значение имеет территория бассейна р. Базавлук, занимающая центральную и восточную, наиболее хорошо обнаженные части «купола» и западное крыло примыкающего к нему с востока Чертомлыкско-Соленовского синклинория (рис. 1).

Район исследований охватывает южную часть Саксаганской глыбы и западное крыло Чертомлыкско-Соленовского синклинория (Лазько, Сиворонов, 1966).

В пределах Саксаганской глыбы развиты образования аульского комплекса, представленные глубоко и равномерно метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации толщами стратифицированных пород, которые объединяются нами в гнейсово-амфиболитовую формацию, и тесно с ними связанными ультраметаморфогенными гранитоидами формации биотитовых и роговообманково-биотитовых автохтонных плагиогранито-гнейсов и гранитогнейсов. В распространении реликтов суперкрустальных пород выявляется интересная закономерность: самые крупные их выходы приурочены к центральной части глыбы (ядерная часть так называемого купола), в то время как периферическая ее часть сплошь сложена пранитогнейсами. Гнейсово-амфиболитовая формация мощностью 4,5 км сложена биотит-роговообманковыми гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами. Характерной особенностью внутренней структуры формации является закономерная смена вверх по разрезу гнейсовых ассоциаций кристаллосланцевыми, а последних — амфиболитовыми, что вместе с другими признаками свидетельствует о первичноосадочном ее происхождении.

Общий план окладчатых сооружений аульского комплекса — субширотный, а сами складчатые формы близки к линейным. В южной части

района (рис. 2) фиксируется крупная субширотно ориентированная Шолоховская синклиналь, которая к северу сменяется сопряженной с нею Петровской антиклиналью. Южное крыло синклинали нарушено разрывами Шолоховской зоны разлома, являющейся, по-видимому, одной изветвей Токовско-Гуляйпольской разломной зоны (Агеев, 1965) и Токовским массивом гранитоидов. Крылья синклинали осложнены складками более высоких порядков. Особенно интенсивно смяты суперкрустальные образования гнейсово-амфиболитовой формации южнее Шолоховского

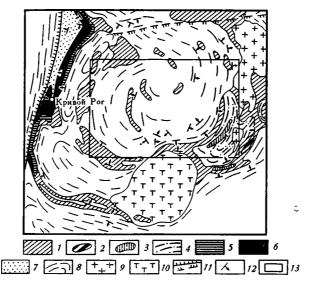


Рис. 1. Саксаганский купол (Украинский щит). По Г. И. Қаляеву (1970).

Метабазитовая серия (архей): 1 — амфиболиты, апоспилиты, ортосланцы; 2 — железистые кварциты среди амфиболитов; 3 — ультрабазиты. Криворожская серия (нижний протерозой): нижняя свита — 4 — сланцы хлоритовые и серицитовые, апокератофиры; 5 — кварцито-песчаники, филлиты, тальковые сланцы; 6 — средняя свита — железистые кварциты, джеспилиты; железные руды, слюдяные, хлоритовые и амфиболовые сланцы; 7 — верхняя свита — углистые и графитовые сланцы, кварцито-песчаники, доломиты, кварциты, конгломераты; 8 — плагиомитматиты, анатектические граниты и простирания в них ориентированных текстур; 9 — микроклино-плагиоклазовые граниты; 10 — микроклиновые граниты; 11 — глубинные разломы; 12 — элементы залегания; 13 — район исследования

разлома. Здесь благодаря протяженным коренным обнажениям в обоих бортах р. Базавлук устанавливается серия мелких (размах крыльев до 100 м) сжатых, обычно симметричных синклинальных и антиклинальных складок с углами падения слоев в крыльях от 75 до 85—87°. В участках, непосредственно примыкающих к разлому, наблюдается вертикальное падение слоев. В северном крыле Шолоховской синклинали залегание слоев более спокойное. Но иногда на фоне общего моноклинального падения к югу под углом от 50 до 70° (редко до 80°) наблюдаются участки интенсивного смятия пород. Один из таких участков наблюдался нами в долине р. Базавлучек севернее с. Буденовского. Здесь в полосе шириной около 300 м суперкрустальные образования гнейсово-амфиболитовой формации собраны в систему очень мелких складок с углами падения в крыльях большей частью от 50 до 70° (редко до 80°). Осевые поверхности складок ориентированы в полном соответствии с субширотным про-

стиранием пород прилегающих площадей, шарниры их полого (20-30,

редко 40°) погружаются к востоку.

Сопряженная с Шолоховской синклиналью антиклинальная структура первого порядка (Петровская антиклиналь) может быть охарактеризована менее полно. Сравнительно хорошо вскрыта лишь приосевая ее часть, фиксирующаяся в полосе широтного направления от окрестностей с. Екатериновка на западе (долина р. Каменки) до долины р. Базавлук в районе сел Мариндар и Александрополь. В сложении ее принимают

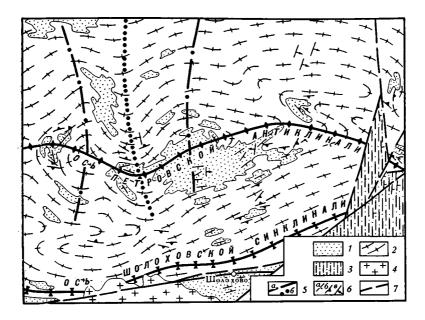


Рис. 2. Схематическая структурно-формационная карта южной части Саксаганской глыбы.

Аульский комплекс: 1—гнейсово-амфиболитовая формация; 2—формация автохтонных биотитовых и роговобманково-биотитовых плагиогранито-гнейсов и гранитогнейсов. Конкско-верховцевский комплекс: 3—спилито-диабазовая формация; 4—формация параавтохтонных биотитовых порфиробластических гранитов (токовские граниты); 5—оси наложенных поперечных складок: a—антиклиналей, b—синклиналей; b—огинклиналей; b—огинклиналей;

участие суперкрустальные породы гнейсово-амфиболитовой формации и гранитоиды формации биотитовых автохтонных плагиогранито-гнейсов и гранитогнейсов. Наиболее полно эта структура фиксируется в долине р. Желтенькой в районе сел Александровка и Червона Колона. Здесь по замерам залегания кристаллизационной сланцеватости гранитогнейсов и полосчатости включенных в них реликтов суперкрустальных пород на vчастке протяженностью 2—2,5 км отчетливо устанавливается ее сводовая часть. В приосевой части северного крыла слои наклонены под углом от 20 до 40°. Хорошо вскрыта апикальная часть этой структуры и в долине р. Базавлучек у северной окраины с. Петровского. На этом участке она сложена суперкрустальными породами нижней толщи гнейсово-амфиболитовой формации. В разрозненных обнажениях на протяжении около 1,5 км здесь фиксируется постепенное изменение простирания слоев от северо-восточного, близкого к широтному, до северо-западного и устанавливается общее погружение шарнира складки к востоку под углом 20—35°. Северное крыло антиклинали на этом участке не обнажено. В южном крыле наблюдается заметное выполаживание слоев в направлении к приосевой части структуры, где углы падения достигают лишь 30—40°, в то время как в северном крыле сопряженной с ней Шолоховской синклинали они колеблются обычно в пределах 50—70°. В долине р. Каменки, в окрестностях сел Екатериновки и Суханово, фиксируется участок западного периклинального замыкания описываемой антиклинали. Здесь угол погружения шарнира составляет 30—40°.

На фоне общего субширотного простирания структур аульского комплекса устанавливаются признаки более поздних наложенных дислокаций близкого к меридиональному направлению. В обнажениях по р. Базавлучек часто можно наблюдать, что в широтно простирающихся слоях, с плоскостью напластования которых соподчинена и кристаллизационная сланцеватость пород, появляется дополнительная поперечная сланцеватость. Она подчеркивается наличием многочисленных субпараллельных трещинок, нередко выстланных чешуйками новообразованного биотита. Этому направлению часто подчинены наиболее мощные (стержневые) жилы аплито-пегматоидных гранитов, от которых в разных направлениях отходят многочисленные ответвления. Местами отмечается: пологоволнистая поперечная гофрировка слоев, а в небольшой балке у с. Иваново наблюдалась серия мелких сопряженных, местами опрокинутых антиклинальных и синклинальных складок меридионального направления. Угол падения слоев в крыльях составляет 30-35°, а в периклинальных и центриклинальных участках они наклонены к югу под углом 40—55°. Такое сравнительно крутое погружение шарниров поперечных складок предопределено общим крутым падением слоев в ранее сформированной структуре (северное крыло Шолоховской синклинали) широтного направления.

Помимо наблюдений в отдельно взятых обнажениях поперечные дислокации меридионального направления выявляются и в более крупном плане при анализе имеющихся элементов залегания полосчатости и кристаллизационной сланцеватости пород в разрозненных участках. По-видимому, наложением поперечной складчатости в значительной мере предопределена фиксируемая для субширотной Петровской антиклинали ундуляция шарнира, а также расположенные вдоль ее приосевой части мелкие овальные структурные формы (см. рис. 2), которые, вероятно, отражают места пересечения ее поперечными антиклиналями.

Необходимо отметить, что общий субширотный структурный план аульского комплекса, осложненный наложенными поперечными дислокациями, фиксируется и восточнее субмеридионального Чертомлыкско-Соленовского синклинория, что, кстати, отражено и на приводимых Г. И. Каляевым (1965) тектонических схемах.

Таким образом, имеющиеся материалы с достаточной надежностью показывают, что образования аульского комплекса исследованного района претерпели по крайней мере два этапа складчатости, причем ориентировка тектонических усилий на каждом из них была различной. Присущий комплексу субширотный структурный план впоследствии был осложнен субмеридионально ориентированными дислокациями. Следовательно, наши материалы не подтверждают ранее сделанный Н. П. Семененко и его соавторами (Семененко и др., 1967) вывод, что первоначально были созданы меридионально ориентированные структуры, которые впоследствии были переработаны дислокациями северо-западного направления.

Располагающийся восточнее Саксаганской глыбы Чертомлыкско-Соленовский синклинорий сложен породами джеспилитовых вулканогенно-кремнистых формаций (Семененко и др., 1967; Сиворонов, 1968), которые вместе с параавтохтонными гранитоидами объединяются в конксковерховцевский комплекс.

Метаморфизм этих образований по своей интенсивности отличается резкой невыдержанностью, хотя большая часть пород метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации. Характерно, что в долине р. Соленой (левый приток р. Базавлук) вблизи поля развития сланцев конкско-верховцевского комплекса в гранитогнейсах аульского комплекса происходят минеральные преобразования, носящие ретроградный характер. Они проявляются в широком замещении плагиоклаза мелкозернистым эпидот-серицитовым агрегатом и частичной хлоритизации биотита. С удалением от контакта явления диафтореза в породах аульского комплекса затухают.

Сам Чертомлыкско-Соленовский синклинорий ориентирован в близком к меридиональному направлении, находящемся в резком несоответствии со структурным планом аульского комплекса, но вполне согласующемся с наложенными на последний меридиональными дислокациями.

Таким образом, полученные нами в бассейне р. Базавлук материалы не укладываются в развиваемые Г. И. Каляевым положения, что фиксируемые здесь участки с различно направленным планом складчатых дислокаций следует рассматривать в качестве составных частей взаимосвязанного комплекса положительных и отрицательных пликативных форм, предопределенных формированием единого крупного Саксаганского гнейсово-мигматитового купола (Каляев, 1974). Как видно из всего изложенного, они представляют собой качественно различные тектонические сооружения, созданные в различные разобщенные значительным

промежутком времени этапы геологической истории района.

Проведенное с помощью каппаметра ИВМ-2 изучение магнитной восприимчивости пород района показало, что в составе суперкрустальных пород аульского комплекса отсутствуют образования, резко выделяющиеся повышенной магнитной восприимчивостью (от 22·74·10-6 CГСМ до $44 \cdot 86 \cdot 10^{-6}$ СГСМ). Кроме того, одинаковые петрогенетические группы пород по этому признаку, как показали выполненные на ЭВМ сравнения, не различаются. Таким образом, магнитные аномалии района с. Шолохово не могут быть объяснены с позиций связи их с суперкрустальными толщами аульского комплекса. Последние по магнитным свойствам аналогичны подобным образованиям более северных частей района, где выходы их в спокойных магнитных полях среди вмещающих гранитоидов или вообще не фиксируются, или слабо обособляются. В то же время среди суперкрустальных пород аульского комплекса района с. Шолохово залегают полусогласные и секущие тела мощностью до нескольких метров серпентинизированных ультраосновных пород, трассирующих Шолоховскую зону разлома. Большая величина их магнитной восприимчивости ($336.00.10^{-6}$ СГСМ) и предопределила, по-видимому, фиксирующиеся в этом районе магнитные аномалии.

выводы

Стратифицированные и гранитоидные породы аульского и конксковерховцевского комплексов образованы в течение двух самостоятельных этапов геологического развития (соответственно допротерозойского и раннепротерозойского) и характеризуются своими особенностями седиментации, метаморфизма, магматизма и тектогенеза.

Имеющиеся данные о природе магнитных аномалий на юге района (с. Шолохово) и площадей распространения джеспилитовых вулканогенно-кремнистых формаций Чертомлыкско-Соленовского синклинория не позволяют рассматривать их как обусловленные однотипными образованиями, что, в свою очередь, противоречит представлению об облекании единой магнитной аномалией Саксаганской глыбы.

Рассмотренные выше характерные особенности геологического строения южной части Саксаганской глыбы не позволяют относить ее к кате-

гории купольных структур. Она представляет собой небольшую часть линейной складчатой системы Украинского щита, сложенной породами тикичского (Лазько и др., 1970) и аульского комплексов.

Литература

Агеев А. Т., Скаржинський В. М. До питання про розломну тектоніку Придніприв'я.— Геологічний ж., 1965, т. 35, вип. 5.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.

Каляев Г. И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента.— Геотектоника, 1970, № 1.

Каляев Г. И. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего до-кембрия.— Геотектоника, 1974, № 3. Лазько Е. М., Сиворонов А. А. Об особенностях развития средней части Украинского

щита в раннем докембрии.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1966, № 10. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения.— Сов. геология, 1970, № 6.

Семененко Н. П., Бойко В. Л., Бордунов И. Н., Ладиева В. Д., Макухина А: А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967.

Сиворонов А. А. О некоторых формациях нижнепротерозойских геосинклиналей Большого Кривого Рога. — Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1968, № 11.

Львовский государственный университет им. И. Франко

Статья поступила 1 марта 1974 г.

УДК 551.242.51 + 551.72(4)

А. Т. БОГАЕЦ

ЮЖНАЯ ГРАНИЦА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГА СССР

В статье уточняются местоположение и конфигурация южной границы Восточно-Европейской платформы, а также строение байкальского структурного комплекса. Намечаются внутренние и внешние углы кратона и древние срединные массивы в пределах Скифской плиты, позволяющие объяснить изменение простирания зон байкальской складчатости, нашедшее отражение в строении более молодых комплексов фундамента и осадочного чехла

В байкальской геосинклинальной области, расположенной южнее Украинского кристаллического щита, выделяются Среднекрымско-Предкавказская, Южнокрымско-Кавказская и Новоселовско-Добруджинская складчатые системы. Первая из них подразделяется на три тектонические зоны. Дополняются существующие представления об истории геологического развития области в позднепротерозойское и раннепалеозойское время.

Статья иллюстрируется палеотектонической схемой, отображающей конец байкальского этапа развития юга УССР и прилегающих районов.

В последние годы многие исследователи приходят к выводу о чрезвычайно широком развитии байкальского структурного комплекса на юге СССР и о весьма существенной переработке тектонического плана в позднепротерозойское время (Богданов, 1964; Муратов, 1967; Тектоника Евразии, 1966; Хаин, 1970; Чекунов, 1972). На этом этапе имело место сильное дробление Восточно-Европейской платформы по разломам преимущественно северо-западного и северо-восточного, в меньшей мере других простираний, определивших сложные контуры платформы в целом и ее южной границы в частности.

В грубом приближении последняя имеет субширотное простирание. Однако более детальный анализ позволяет говорить о ее зигзагообразном, участками дугообразном характере, как это предполагали Н. С. Шатский и некоторые другие исследователи (Шатский, 1947; Самсонов, Краснощек, 1969; Чекунов, 1972).

В настоящее время представляется возможным наметить только основные, наиболее крупные изгибы этой границы. Изучение их имеет большое значение, так как дает ключ к познанию некоторых особенностей строения и истории развития прилегающих зон Скифской плиты.

В условиях слабой изученности зоны сочленения древней и молодой платформ бурением наиболее представительный материал для трассирования рассматриваемой границы дают результаты гравиметрических и особенно магнитометрических работ.

Магнитное поле Украинского массива и его южного склона характеризуется высокой напряженностью и отчетливо выраженными аномалиями субмеридионального, местами северо-западного простирания. Скифской же плите свойственны в общем субширотные и мозаичные аномалии, причем обычно гораздо меньшей интенсивности. Эта смена простирания магнитных (а также гравитационных) аномалий, отражающая послекарельскую перестройку тектонического плана, является, по мнению многих исследователей (Балавадзе и др., 1968; Гуревич и др., 1969; Че-

кунов, 1972), вполне надежным и однозначным критерием трассирования границы рассматриваемых тектонических структур. Это подтверждается материалами КМПВ и ГСЗ, к сожалению, пока еще немногочисленными. Важно отметить, что прослеженная таким путем граница представляет собой прежде всего северную границу распространения байкалид и в меньшей мере более поздних складчатых зон, образование которых не сопровождалось столь интенсивной перестройкой тектонического плана, как в позднепротерозойское время.

ЮЖНАЯ ГРАНИЦА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В самой восточной части рассматриваемой области распространение байкальского складчатого комплекса контролируется крупным разломом северо-северо-западного простирания, ограничивающим с юго-запада Ростовский выступ дорифейского основания. Примерно в районе ст. Сердюковской северная граница байкалид довольно резко меняет направление на субширотное, прослеживаясь в южной части Ейского полуострова и далее к западу (Шевченко, Резанов, 1972).

Следует отметить, что многими исследователями южная граница Восточно-Европейской платформы проводится здесь несколько севернее, причем на участке, расположенном восточнее Ейского полуострова, намечаются один или два резких поворота границы, сопровождающихся дизъюнктивными нарушениями (Дубинский, 1968; Бурштар и др., 1972; Арбатов и др., 1974). Это связано, по-видимому, с проявлением более поздних герцинских и киммерийских тектоно-магматических процессов, охвативших не только байкальскую складчатую систему, но и прилегающие к ней участки древней платформы. Примерами могут служить киммериды, установленные восточнее Ейского полуострова (район внутреннего угла древней платформы), герцинский складчатый комплекс в самой южной части Ростовского выступа и гранитные интрузии палеозоя, прорывающие дорифейские образования в более северных районах, лишенных палеозойских пород (Успенская, 1964; Бурштар и др., 1972), возможно, в результате их размыва (Бурштар и др., 1970).

В пределах акватории Азовского моря южная граница Восточно-Европейской платформы проводится либо вдоль северного борта Северо-Азовского прогиба (Балавадзе и др., 1968; Феликс, Медведев, 1969; Денега, 1973), либо несколько южнее, по Главному Азовскому разлому или вблизи него (Муратов и др., 1968; Дубинский, 1968; Арбатов и др., 1974).

На наш взгляд, имеющийся фактический материал свидетельствует в пользу второго варианта. Как показывают результаты ГСЗ, Главное Азовское нарушение представляет собой глубинный разлом, уходящий корнями в верхнюю мантию (Москаленко, Маловицкий, 1974). К нему приурочена зона больших градиентов силы тяжести, с которой связано изменение характера магнитного и гравитационного полей. Интенсивные субмеридиональные магнитные аномалии, свойственные южной окраине Восточно-Европейской платформы, прослеживаются вплоть до самого разлома, где сменяются слабо выраженными аномалиями, группирующимися в широкую полосу субширотного простирания (Гуревич и др., 1969). Четкой субширотной зональностью обладает здесь и гравитационное поле. Немаловажным является и тот факт, что простирание локальных структур Азовского вала, прослеженных в низах осадочного чехла и, судя по остаточным аномалиям силы тяжести, отраженных в складчатом основании, почти точно повторяет все изгибы рассматриваемого разлома (Маловицкий, 1965). Это еще раз указывает на его шовный характер и позволяет говорить об «обтекании» байкальскими структурами изгибов края древней платформы.

Принимая Главный Азовский разлом в качестве северной границы Скифской плиты в пределах акватории Азовского моря, мы все же не исключаем возможности «выплескивания» геосинклинальных формаций

отдельных комплексов (скорее всего герцинского и киммерийского) на край древней платформы. Однако, судя по магнитному полю, их мощность является здесь небольшой, а переработка окраинной зоны кратона незначительной. Это свидетельствует о том, что байкальский складчатый комплекс, по всей вероятности, не распространялся севернее Главного Азовского нарушения.

В северо-восточной части Равнинного Крыма южная граница Восточно-Европейской платформы проводится нами, вслед за В. С. Поповичем и Л. А. Ступак (1973), несколько южнее, чем она намечалась ранее другими исследователями (Тесленко, Нечаев, 1964; Балавадзе и др., 1968; Муратов и др., 1968). При этом в районе о. Бирючьего допускается существование внутреннего угла древней платформы, где субширотное простирание шовной зоны довольно резко меняется на юго-западное, а несколько южнее г. Джанкоя — еще более резко выраженного внешнего угла, где эта граница приобретает запад-северо-западное простирание и прослеживается в направлении с. Раздольного (рисунок).

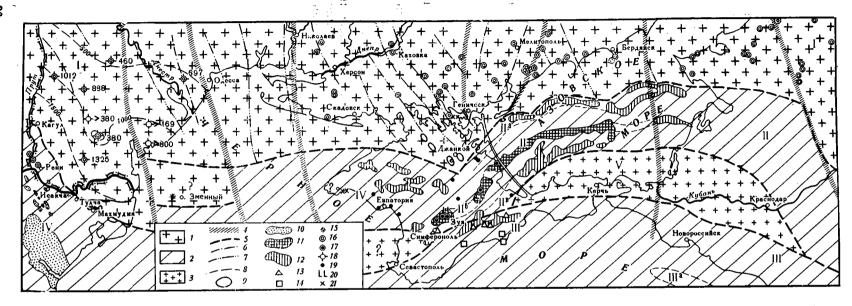
Распространение значительно дислоцированных осадочных и магматических образований предположительно палеозойского и триасово-юрского возраста севернее намеченной на этом участке границы разновозрастных платформ (Муратов и др., 1968; Арбатов и др., 1974) в данном случае не является противоречием, так как их мощность здесь, очевидно, небольшая. Об этом свидетельствует четкое «просвечивание» дорифейских структур, нашедшее отражение в магнитном поле (Гуревич и др., 1969), а также в северо-западном и субмеридиональном простирании складок в толщах триасово-юрских, меловых и даже палеогеновых пород

(Богаец, 1973).

Это позволяет нам рассматривать северо-восточную часть Равнинного Крыма и прилегающие районы Присивашья как значительно опущенную окраину Восточно-Европейской платформы, лишь слегка затронутую байкальскими и несколько сильнее герцинскими и киммерийскими тектоно-магматическими процессами. Первые проявились в виде дробления кристаллического основания, местами внедрения гранитоидов, примером которых является интрузия рифейских щелочных гранитов и мигматитов (абс. возраст 600—620 млн. лет), вскрытых под нижнемеловыми отложениями в Северном Присивашье Аверяновской скв. № 9 (Плахотный, Бондаренко, 1972). Затем этот район был опущен в палеозое и раннем мезозое, в результате чего здесь накопились такие же отложения, как и в прилегающей геосинклинальной зоне. Их дислоцированность связана преимущественно с блоковыми подвижками в зоне краевых разломов, о чем свидетельствует сильное проявление здесь контактного метаморфизма пород, тогда как региональный метаморфизм сказался очень слабо (Денега, 1973).

Намеченный внешний угол древней платформы, именуемый нами Джанкойским, хорошо объясняет установленное в более южных районах суши и акватории Азовского моря северо-восточное простирание бай-кальских структур (Муратов и др., 1968; Плахотный, 1969), в общем не характерное для байкалид юга СССР (Богданов, 1964; Чекунов, 1972).

Далее к западу в пределах Каркинитского залива южная граница Восточно-Европейской платформы проводится нами, как и многими другими исследователями, в субширотном направлении севернее Бакальской косы и поднятия Голицына. Другие варианты, в частности трассирование этой границы вдоль северного берега Тарханкутского полуострова (Самсонов, Краснощек, 1969; Феликс, Медведев, 1969) или еще южнее (Доленко, Павлюк, 1974), представляются менее обоснованными. В них не учтено простирание развитых здесь структур, а тем самым и положение Н. С. Шатского (1947) о взаимосвязи и взаимообусловленности строения окраинных зон молодой платформы и конфигурации края прилегающего кратона.



Палеотектоническая схема юга УССР и прилегающих акваторий. Конец байкальского этапа развития

1— область дорифейской складчатости; 2— байкальские складчатые системы; 3— срединные массивы дорифейской консолидации; основные разрывные нарушения, образовавшиеся: 4— в дорифейское время, 5— в верхнем протерозое; оси дорифейских структур (Попович, Ступак, 1973): 6— антиклинальных, 7— синклинальных; 8— изопахиты верхнепротерозонских— нижнекембрийских отложений платформенного характера; 9— антиклинали дорифейского простирания в меловых и триасово-юрских отложениях; 10— районы обнажения пород байкальского складчатого комплекса; зоны остаточных гравитационных максимумов, обусловленные в основном приподнятым залеганием: 11— байкальского складчатого комплекса; 12— герцинского и, вероятно, байкальского складчатого комплексов; районы обнаружения значительного количества: 13— глыб и талек зееленых сланцев в неокомских конгломератах, 14— галек и валунов рифейских гра-

нитоидов в юрских конгломератах, 15 — обломков верхнепротерозойских (?) метаморфических пород в терригенном материале нижнедевонских отложений; скважины, вскрывшие породы: 16 — дорифейского кристаллического фундамента, 17 — байкальского складчатото основания, 18 — верхнего протерозоя — нижнего кембрия платформенного характера с указанием их мощности; 19 — скважины, где в терригенных образованиях нижнего мела наблюдается значительное количество обломков пород условно рифейского возраста; 20 — магматические породы основного и среднего состава; 21 — рифейские гранитоиды.

Цифры на схеме: І — склон Украинского массива; байкальские складчатые системы: II — Среднекрымско-Предкавказская (IIa — Славянско-Среднеазовская зона, II6 — Зуйско-Устьсалгирский антиклинорий, IIв — Шубинско-Южноазовская зона), III — Южнокрымско-Кавказская (IIIa — Восточночерноморское поднятие), IV — Новоселовско-Добруджинская; V — Нижнекубанский срединный массив

Наиболее дискуссионным является трассирование южной границы Восточно-Европейской платформы на западном участке рассматриваемой территории, где породы складчатого основания глубоко погружены и перекрыты мощной толщей верхнепротерозойских — юрских отложе-

ний, препятствующих изучению фундамента.

По нашему мнению, полученные в последние годы данные лучше всего увязываются с представлениями тех исследователей, которые проводят эту границу по крупной зоне разломов, прослеживающейся вдоль северо-западного края Нижнепрутского вала, а далее к юго-востоку по Георгиевскому гирлу Дуная (Гаркаленко и др., 1969). На это указывают вскрытые под платформенными отложениями валдайской серии в Ореховской скв. № 3 (инт. 2822—2920 м) и Суворовской скв. № 4 (инт. 3333—3433 м) мигматиты и разгнейсированные и катаклазированные плагиограниты, возраст которых определяется условно как дорифейский. Кроме того, в ряде других пунктов юга междуречья Прут — Днестр были установлены нижнедевонские, силурийские и валдайские отложения, близкие породам, прилегающим к Преддобруджинскому прогибу районов Украинского массива. В последнее время сходные образования нижнедевонского и силурийского возраста вскрыты скважиной на о. Змеином.

Следует, однако, отметить, что сами по себе эти факты не являются достаточно убедительными и могут быть интерпретированы по-иному. Так, А. В. Хижняков, развивающий взгляды А. Е. Шлезингера (1968) о байкальском возрасте фундамента Преддобруджинского прогиба, рассматривает широко распространенные здесь отложения валдайской серии в качестве чехла раннебайкальского складчатого основания, к которому относит упомянутые выше сильно измененные мигматиты и плагиограниты (Хижняков, 1972). Однако эта трактовка вопроса, по нашему мнению, плохо увязывается с историей развития прилегающей части Украинского массива.

Судя по характеру изменения мощностей и фаций отложений валдайской серии, край древней платформы в позднебайкальское время был захвачен широкой Приднестровской зоной перикратонных опусканий (Муратов и др., 1962; Хижняков, 1972; Черняк, Самарский, 1974). Формирование последней предполагает близкое расположение геосинклинали, развитие которой и обусловило втягивание прилегающей части кратона в прогибание. Следов более ранних, довалдайских перикратонных опусканий здесь не отмечено. Это свидетельствует о том, что раннебайкальская геосинклиналь или располагалась южнее позднебайкальской, или в тех же пределах, но испытывала меньшие прогибания, слабо отразившиеся в прилегающей зоне древней платформы.

Следовательно, есть основание говорить не о наращивании кратона за счет раннебайкальской складчатой зоны, а наоборот, об усилении регенерации его краевой зоны в позднебайкальское время. Герцинский и киммерийский циклы тектогенеза характеризуются дальнейшим развитием этого процесса, на что указывают распространение соответствующих складчатых комплексов в Северной Добрудже и особенности развития пермо-триасового, средне- и верхнеюрского краевых прогибов на юге междуречья Прут — Днестр (Панченко, 1965; Славин, 1969; Самсонов, Краснощек, 1969; Гарецкий, 1970).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО КОМПЛЕКСА

Фактический материал, на котором основано прослеживание байкальских складчатых структур, изложен в работах ряда исследователей (Янович и др., 1961; Глушко, 1968; Муратов и др., 1968; Плахотный, 1969; Гарецкий, 1970 и др.). Во избежание излишних повторений мы приводим лишь самую краткую его характеристику, которая необходима для аргументации наших взглядов, добавляя при этом новые данные.

В Западном Причерноморье породы верхнепротерозойского-кембрийского возраста, представленные преимущественно песчано-глинистыми образованиями, метаморфизованными до зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций, обнажаются в пределах Центральной Добруджи, а также на отдельных участках зон Мэчин и Тулча Северной Добруджи и на левом берегу Дуная в междуречье Прут — Днестр у с. Орловки (Онческу, 1960; Янович и др., 1961; Шлезингер, 1968). Кроме того, северо-западнее с. Орловки аналогичные сланцы были вскрыты скважинами в районе г. Рени (скв. № 97) и сел Слободзея Маре (скв. № 73) и Валены (скв. 1-р и 2-р) (Бобринский, 1964). Эти образования повсеместно сильно дислоцированы, однако характеризуются ограниченным развитием магматических пород, что указывает на миогеосинклинальные условия их формирования (Славин, Чекунов, 1969).

Северо-западное погребенное продолжение байкалид Добруджи прослежено скважинами на территории Румынии вплоть до г. Бакэу (Панченко, 1965; Глушко, 1968; Вагьи и др., 1970). О восточном же их погружении можно пока судить лишь по наличию метаморфических пород в терригенном материале нижнедевонских отложений о. Змеиного. Эти метаморфические породы представлены здесь непрерывным рядом от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций (Ткаченко и др., 1969). Резкое преобладание в составе терригенного материала слабо измененных, не свойственных Добрудже осадочных пород и преимущественно псаммитовой размер обломков последних свидетельствуют о том, что в пределах области размыва породы байкальского складчатого комплекса обнажались на достаточно удаленных от острова участках.

На территории Равнинного Крыма зеленые сланцы, относящиеся по аналогии с подобными образованиями Добруджи и Кавказа к позднему протерозою — раннему палеозою, вскрыты скважинами под нижнемеловыми отложениями в районах поселков Нижнегородского и Зуи, а также в устье р. Салгира. Они рассматриваются в качестве эвгеосинклинальных образований байкальского цикла тектогенеза (Муратов и др.,

1968; Плахотный, 1969; Чекунов, 1972; Плахотный, Бондаренко, 1972). В Нижнегорской параметрической скважине эта часть разреза сложена эпидот-актинолитовыми, эпидот-карбонат-альбитовыми, альбито-актинолитовыми, хлорито-актинолито-серицитовыми сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма магматических пород основного состава (Савицына, 1968₁). В районе Зуи и в устье Салгира вскрыты слюдисто-кварцевые, слюдисто-хлоритовые и другие сланцы преимущественно осадочного происхождения. Магматические породы встречены лишь в виде единичных маломощных прослоев на Зуйской площади.

Степень дислоцированности зеленых сланцев разная. В районе Зуи она характеризуется обычно углами 5—15°, а в двух других пунктах — 45—80°. Максимальная вскрытая их мощность составляет 430 м. Контакты с подстилающими докембрийскими породами складчатого основания пока не обнаружены. Скорее всего рассматриваемые образования перекрываются аспидными сланцами условно средне- и верхнепалеозойского возраста, поля развития которых прилегают к участкам выхода зеленых сланцев на домеловую поверхность. Последние пространственно очень тесно связаны с полосой интенсивных аномалий остаточного гравитационного поля, на что впервые обратил внимание Л. Г. Плахотный, интерпретируя эту полосу и прослеживающиеся юго-восточнее цепочки подобных аномалий как зоны байкальских структур северо-восточного простирания (Плахотный, 1969).

Следует, однако, отметить, что восточнее и, вероятно, западнее рассмотренного Л. Г. Плахотным района простирание аномалий остаточного гравитационного поля меняется на субширотное.

К центральной цепочке аномалий, в отдельных звеньях которой установлены образования байкальского комплекса, приурочена Зуйско-Устьсалгирская зона раннемеловых поднятий, унаследованных от крупной положительной структуры фундамента (Богаец, 1973). Последняя рассматривается как антиклинорий байкальской и более поздних складчатых систем.

В пределах аномалий, расположенных севернее и южнее Зуйско-Устьсалгирского антиклинория, породы байкальского комплекса пока не вскрыты. Однако ряд косвенных данных указывает на то, что эти аномалии скорее всего обусловлены зонами поднятий фундамента, в отдельных частях которых на домеловую поверхность выходят породы байкальского комплекса. О широком развитии последних в юго-восточной части Равнинного Крыма и в предгорьях свидетельствуют крупные глыбы и галька зеленых сланцев в неокомских и юрских конгломератах южнее г. Белогорска, в районе сел Тополевки и Богатого, северо-восточнее Старого Крыма и в некоторых других пунктах (Муратов и др., 1968; Плахотный, 1969; Чекунов, 1972).

На наличие предполагаемой нами северной зоны байкальской складчатости, примерно соответствующей Азовскому валу Я. П. Маловицкого (1965), указывают значительное количество обломков гранитоидов и кристаллических сланцев рифейского (?) возраста, наблюдающееся в нижнемеловых песчаниках на Славянской, Вишняковской, Красногвардейской и Стрелковой площадях (Апостолова и др., 1974), а также проявления рифейского магматизма в прилегающей полосе Восточно-Европейской платформы (граниты Аверьяновской скв. № 9). Рассмотренную тектоническую зону предлагается именовать Славянско-Среднеазовской.

Обломки пород условно рифейского — нижнепалеозойского возраста отмечены также в нижнемеловых песчаниках района с. Крыловки и городов Саки и Евпатории (скважины 2, 9, 10 и 12). Они были принесены в основном с запада, со стороны Каламитского поднятия (Апостолова и др., 1974), хотя не исключено, что и на отдельных участках центральных и северо-западных районов Равнинного Крыма в это время обнажались породы байкальского складчатого комплекса. Возможно, к ним следует отнести измененные плагиограниты, вскрытые скв. № 4 на меловой структуре (Савицына, 1968₂). Все же на подавляющей площади этих районов образования рифейско-нижнепалеозойского возраста опущены на значительную глубину и перекрыты мощной толщей более молодых пород. С этим, вероятно, и связано отсутствие в остаточном гравитационном поле рассматриваемой территории четких линейных аномалий, хорошо прослеживающихся в более восточных районах полуострова и особенно на акватории Азовского моря.

В восточном направлении рассмотренные зоны байкалид трассируются через районы Каневско-Березанского вала и прилегающей к нему с юга Тимашевской ступени на Адыгейский выступ (Шевченко, Резанов, 1972, 1974). Последний представляет собой северо-западное окончание Северо-Кавказского краевого массива, в пределах которого широко распространены верхнепротерозойские и нижнекембрийские метаморфические толщи, прорванные верхнепалеозойскими гранитоидами (Хаин, 1968; Шарданов, 1968; Лунев, 1970).

Таким образом, имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет говорить о широком развитии байкальских складчатых структур вдоль южного края Украинского массива. Кроме того, есть основания выделять байкалиды и южнее Крымского полуострова. Об этом свидетельствуют находки галек и валунов рифейских гранитов в составе верхнеюрских конгломератов на горах Демерджи и Чатырдаг близ Алушты, Туклук-Сыр около Судака и на мысе Меганом, которые, по мнению большинства исследователей, были принесены с южной суши (Юрк, Добровольская, 1965; Муратов и др., 1968, 1969; Чекунов, 1972).

Юто-восточным продолжением этой зоны являются, вероятно, Восточночерноморское поднятие и Закавказский антиклинорий (Грузинская глыба), созданный в результате байкальской складчатости (Муратов и др., 1969; Гончаров, Непрочнов, 1972; Чекунов, 1972).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ В ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЕ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Несмотря на ограниченность сведений о распространении байкальского складчатого комплекса в пределах рассматриваемой области и определенную гипотетичность предлагаемой палеотектонической схемы, они все же позволяют значительно дополнить существующие представления о развитии юга УССР и прилегающих районов на байкальском этапе.

В позднем протерозое и в начале кембрия к югу от Украинского щита располагался обширный геосинклинальный пояс, расчлененный срединными массивами на несколько систем. Две из них хорошо прослеживаются в восточной части рассматриваемой области. Они разделены достаточно крупной глыбой архейско-протерозойских пород, охватывающей почти всю площадь Индоло-Кубанского прогиба. Наличие этой материалам гравиметрических предполагалось по И. О. Бродом еще в 1958 г. Позже подобная точка зрения, подкрепленная результатами сейсморазведки, нашла отражение в работах некоторых других исследователей (Дубинский, 1968; Хаин, 1968; Шевченко, Резанов, 1972). В. Е. Хаин рассматривает этот Нижнекубанский или Краснодарский срединный массив в составе протяженной полосы древних (но затронутых более поздней регенерацией) глыб, прослеживающейся далеко к востоку вплоть до Средней Азии (Хаин, 1968).

Прогибы северной геосинклинальной системы, которая может быть названа Среднекрымско-Предкавказской, огибали Нижнекубанский срединный массив и выступы южного края Восточно-Европейской платформы, меняя свое простирание от юго-восточного в Западном Предкавказье через субширотное на большей части акватории Азовского моря до

юго-западного в восточных районах Равнинного Крыма.

Южнее Нижнекубанского срединного массива располагалась вторая, Южнокрымско-Кавказская геосинклинальная система. Вероятно, она была более широкой и охватывала на востоке зоны Главного Кавказского хребта, южного склона Большого Кавказа, Грузинской глыбы и ее северо-западного продолжения — Восточно-Черноморского поднятия, а на Крымском участке — зоны Горного Крыма и южнее расположенных погребенных поднятий. Примерно на меридиане Старого Крыма или несколько западнее намечается «слияние» двух названных систем, что обычно характерно для районов поперечных поднятий, обусловливающих сужение геосинклинальных поясов или отдельных их частей. Можно полагать, что в этих местах структуры дорифейской консолидации на байкальском этапе развития подвергались несколько меньшей переработке. чем в районах более интенсивных прогибаний. Некоторым подтверждением высказанного предположения являются небольшие углы падения зеленокаменных пород на Зуйской площади. В районах, расположенных северо-восточнее, зеленые сланцы дислоцированы гораздо сильнее.

Изменение простирания структур фундамента с запад-северо-западного в центральной части Равнинного Крыма на широтное в районе Тарханкутского полуострова и противоположный изгиб Крымского складчатого сооружения в западной его половине позволяют нам допустить существование еще одной древней глыбы, располагавшейся в районе Каламитского залива и прилегающей к нему с востока части Крыма. Как и Нижнекубанский срединный массив, эта глыба также была, вероятно, сильно переработана более поздними тектоно-магматическими про-

цессами.

В прогибах названных геосинклинальных систем накапливались преимущественно песчано-глинистые и глинисто-карбонатные осадки, а также вулканогенные образования основного, реже среднего состава, затем преобразованные в результате регионального метаморфизма. Это наряду с большой мощностью байкальского комплекса, обычно превышающей 6—8 км, свидетельствует о господстве здесь эвгеосинклинального режима (Славин, Хаин, 1963; Хаин, 1968).

Существенно иной, скорее всего миогеосинклинальный характер имеют рифейско-раннекомбрийские образования Добруджи, что позволило некоторым исследователям рассматривать их изолированно от байкалид Крыма и Кавказа и трассировать по направлению на хребты Архангельского и Добрынина (Чекунов, 1972; Шевченко, Резанов, 1974). Однако, учитывая субширотное простирание большинства структур, расположенных в акватории Черного моря между Крымом и Западным Причерноморьем, и тот факт, что в самой восточной части зоны зеленых сланцев Добруджи складки приобретают широтное и восток-северо-восточное простирание (Янович и др., 1961), мы склонны разделить мнение других исследователей о тесной связи байкальских структур Крыма и Добруджи (Муратов и др., 1968, 1969; Янович и др., 1961).

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что интенсивность тектоно-магматических процессов на байкальском этапе развития рассматриваемой области увеличивалась с запада на восток. Это нашло отражение в смене миогеосинклинальных образований Добруджи эвгеосинклинальными толщами Крыма и Кавказа. Следует, однако, оговориться, что, допуская господство эвгеосинклинального режима в Среднекрымско-Предкавказской системе, мы не отрицаем возможности существования миогеосинклинальных условий в самой северной ее зоне, изученной пока

очень слабо.

В рифейско-кембрийской истории развития юга УССР и прилегающих областей выделяются два подэтапа: раннебайкальский и позднебайкальский. Они находят отражение в наличии на Кавказе и в Добрудже двух толщ, существенно различающихся своим метаморфизмом (амфиболитовая и зеленосланцевая фации) (Хаин, 1968; Хижняков, 1972), в двукратной смене вулканогенных пород преимущественно нормально-осадочными на Северном Кавказе и в приуроченности здесь пластовых тел гранитогнейсов только к толще кристаллических сланцев (Хаин, 1968).

Следы раннебайкальских тектоно-магматических процессов обнаруживаются также на юге Крымского полуострова. Это галька гранитов в верхнеюрских конгломератах на горе Демерджи и на мысе Меганом, абсолютный возраст которых составляет около 960 млн. лет (Юрк, Доб-

ровольская, 1965).

Позднебайкальский цикл тектогенеза документируется значительным фактическим материалом, позволяющим говорить о весьма широком распространении соответствующего ему складчатого комплекса. Нам представляется, что позднебайкальские тектонические процессы охватили большую площадь рассматриваемой области, чем раннебайкальские. Во всяком случае в прилегающей части кратона они проявились гораздо сильнее. В пределах Днестровско-Прутского междуречья опусканиями этого времени была охвачена довольно широкая полоса древней платформы. Здесь сформировался Приднестровский перикратонный прогиб, выполненный песчано-глинистыми образованиями валдайской серии верхнего рифея и тесно связанной с ней в структурном отношении балтийской серии нижнего кембрия. Последняя развита лишь в северной части этого прогиба, что свидетельствует о начале воздыманий района Добруджи уже в конце рифея.

В середине кембрия наступает общее поднятие, нашедшее отражение в крайне ограниченном распространении среднекембрийских и в отсутствии верхнекембрийских отложений. Ему предшествовали складчатость

и региональный метаморфизм. Эти процессы, очевидно, не завершились типичным орогенезом, так как следы заметного горообразования в виде настоящих предгорных прогибов не известны (Муратов и др., 1962; Славин, Хаин, 1963; Хаин, 1968). Правда, некоторое усиление поднятий в отдельных районах, вероятно, имело место. В частности, о них может свидетельствовать толща аркозовых песчаников и алевролитов урлешской свиты на Северном Кавказе мощностью 1,5 км, возраст которой условно определяется как кембрийский (Хаин, 1968). Однако на больщей части рассматриваемой территории восходящие движения были скорее всего умеренными, но продолжительными, на что указывает ограниченное распространение ордовикских и нижнесилурийских отложений (Хаин, 1968; Шевченко, 1974). Мелкое море в это время покрывало сравнительно небольшую площадь. В Западном Причерноморье оно было оттеснено к северу за пределы района Преддобруджинского прогиба, где накапливались вначале терригенные, а затем глинисто-карбонатные отложения небольшой мощности. Следы этого мелководного бассейна находим также на о. Змеином в виде обломков слабо дислоцированных и неметаморфизованных преимущественно кремнистых пород, слагающих нижнедевонские конгломераты и конгломерато-брекчии (Ткаченко и др., 1969). Не исключена возможность, что и в пределах самой Добруджи сохранились отдельные остаточные прогибы, в которых накапливались образования нижнепалеозойского возраста, однако веских доказательств этому не имеется. На территории Крыма, Северного Кавказа и Предкавказья верхнекембрийские и ордовикские отложения не установлены.

Все это подтверждает ранее высказанное некоторыми исследователями мнение об отсутствии оснований для выделения здесь самостоятельного каледонского этапа развития. Отвечающее ему время было занято завершающими поднятиями байкальского мегацикла и наступившей вслед за ними фазой квазиплатформенной стабилизации (Славин, Хаин, 1963; Хаин, 1968; Славин, Чекунов, 1969).

В отдельных районах, вероятно, имели место проявления каледонского эпиплатформенного орогенеза. В качестве доказательства такого предположения могут служить нижнедевонские конгломераты о. Змеиного.

Из-за своей незавершенности байкальская складчатость не обеспечила достаточной консолидации рассматриваемой территории, что способствовало последующей геосинклинальной активации большинства зон развития байкальского складчатого комплекса, за исключением районов Центральной и Южной Добруджи, не подвергшихся заметной переработке на более поздних этапах развития (Янович и др., 1961; Шлезингер, 1968; Гарецкий, 1970).

Выходы рифейских пород на дневную или домеловую поверхность в ядрах антиклинальных структур некоторых других районов обусловлены обычно глубоким размывом перекрывающих их более молодых складчатых комплексов.

Так, в южной части Равнинного Крыма рядом с районами развития байкальских структур, в той же тектонической зоне, а также в соседних скважинах вскрывались типично геосинклинальные образования условно средне- и верхнепалеозойского возраста (Мельничная, Зуйская, Гвардейская площади). Менее дислоцированные толщи пород, которые могли бы быть отнесены к переходному комплексу или к чехлу срединного массива и тем самым свидетельствовать о значительной консолидации этой территории, здесь не обнаружены. Подобная картина наблюдается также в Северной Добрудже и на Северном Кавказе.

Таким образом, байкальский складчатый комплекс, как правило, не образует здесь зон завершенной складчатости, а составляет основание более молодых геосинклинальных структур, что характерно и для многих других областей (Муратов, 1963).

- Апостолова М. Я., Богаец А. Т., Бойчук Г. В. и др. К вопросу об источниках территенного материала неокомских и аптских отложений Равнинного Крыма и Присивашья.— В сб. «Геология и геохимия горючих ископаемых», вып. 37, 1974.
- Арбатов А. А., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В. и др. Тектоника Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья в раннем мезозое. — Сов. геология, 1974, № 5. Балавадзе Б. К., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Бобринский В. М. Материалы по петрографии метаморфизованного осадочного комплекса погребенного склона Добруджи (нижнее Припрутье Молдавской ССР). Материалы по геологии и полезн. ископ. Молдавии. АН МолдССР, Кишинев, 1964.
- Богаец А. Т. Структуры меловых и палеогеновых отложений Равнинного Крыма и Присивашья.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере
- Восточно-Европейской платформы).— Сов. геология, 1964, № 9. Бурштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. Основные особенности формирова-
- ния Южно-Русских герцинид.— Тр. ВНИГНИ, вып. 100, 1970.

 Бурштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. Геотектоническое районирование фундамента предкавказской части Скифской плиты. — Сов. геология, 1972, № 6.
- Гарецкий Р. Г. О фундаменте Мизийской плиты.— Геотектоника, 1970, № 4. Гаркаленко И. А., Никифорук Б. С., Коморный А. Ф., Биншток М. М., Боронин В. П. Глубинное строение Азово-Черноморского региона по материалам геофизических исследований.— В сб. «Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», вып. 3. Изд-во Киевск. ун-та, 1969.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.,
- «Недра», 1968. Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972.
- Гуревич Б. Л., Гончарова Т. А., Бураковский В. Е. и др. Краткая характеристика результатов геофизических исследований.— В кн. «Геология СССР», т. VIII, Крым. М., «Недра», 1969.
- Денега Б. И. О возрасте и некоторых особенностях строения домеловых отложений Равнинного Крыма и Присивашья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3.
- Доленко Г. Н., Павлюк М. І. Про фурмовання межі Східно-Європейської платфорун в центральному Причорноморї.— Доп. АН УРСР. Сер. Б., 1974, № 4.
- Дубинский А. Я. Схема тектоники фундамента Предкавказья.— В кн. «Геология СССР, Северный Кавказ», ч. 1. М., «Недра», 1968.
- Лунев А. Л. О структурно-фациальных зонах мегантиклинория Большого Кавказа и этапах их формирования.— Сов. геология, 1970, № 9.
- Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря (по данным морских геофизических исследований). В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука», 1965.
- Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. высш. уч. зав. Геол. и разведка, 1962, № 11.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. — Изв. высш. уч. зав. Геол. и разведка, 1967, № 10.
- Миратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складча-
- того основания Равнинного Крыма.— Геотектоника, 1968, № 4. *Муратов М. В., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И.* Главнейшие черты тектоники складчатого основания Равнинного Крыма.— В кн. «Геология СССР», т. VIII, Крым, ч. 1. М., «Недра», 1969.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во иностр. лит., 1960. Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Киев. «Наукова думка», 1965.
- Плахотный Л. Г. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма.— Геотектоника, 1969, № 3
- Плахотный Л. Г., Бондаренко В. Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма. В кн. «Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность». Киев, «Наукова думка», 1972.
- Попович В. С., Ступак Л. А. Новые данные о глубинном строении Северного Причер-
- номорья.— Геотектоника, 1973, № 2. Савицына А. А. О минеральном составе метаморфических пород восточной части Равнинного Крыма. — Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та, № 22, вып. 2, 1968 г.
- Савицына А. А. К петрографической характеристике пород фундамента меловой струк-

туры (Равнинный Крым).— Бюл. НТИ «Проблемы нефтегазоносности УССР», вып. 2, № 14. М., ОНТИ, ВИЭМС, 1968 2.

Самсонов А. И., Краснощек А. Я. Новые представления о тектоническом строении Придобружья и северо-западной части акватории Черного моря.— В сб. «Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», вып. 3. Изд-во Киевск. ун-та, 1969.

Славин В. И. Киммерийское складчатое сооружение Добруджи. В кн. «Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР». Киев, «Наукова думка»,

Славин В. И., Хаин В. Е. Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей. Материалы Карпато-Балканск. геол. ассоц., V конгресс, 4, Бухарест, 1963.

Славин В. И., Чекунов А. В. История геологического развития.— В кн. «Геофизиче-

ские исследования и тектоника юга Европейской части СССР». Киев, «Наукова

думка», 11969.

- Снегирева О. В., Шаля А. А. Некоторые особенности эпигенеза и метаморфизма палеозойских и мезозойских пород Крыма. — Изв. высш. уч. завед. Геол. и разведка, 1966, № 10.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, М. 1:5000000). Под ред. А. Л. Яншина и др. М., «Наука», 1966.

Тесленко А. В., Нечаев В. В. Тектоническая схема акватории Азовского моря. -- Сов. геология, 1964, № 9.

Ткаченко Г. Г., Пазюк Л. И., Самсонов А. И. Геология острова Змеиного (Черное море). — В сб. «Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», вып. 3. Изд-во Киевск. ун-та, 1969.

Успенская Н. Ю. Тектоническое районирование эпигерцинской платформы Предкав-казья и значение разрывных нарушений в формировании структурного плана.— В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР», М., «Недра», т. 2. 1964.

Феликс В. П., Медведев В. Я. Структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. — Бюл. МОИП. Отд. теол., 1969, т. Х, № 4 (1).

Хаин В. Е. История геологического развития.— В кн. «Геология СССР. Северный Кавказ», ч. 1. М., «Недра», 1968.

Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, вып. 2.

Хижняков А. В. Древние этапы тектонического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. «Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР». Изд-во Львовск. ун-та, вып. 6, 1972.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев,

«Наукова думка», 1972.

Черняк Н. И., Самарский А. Д. О геологическом развитии северо-западной части Причерноморья и смежных территорий в палеозое. — В сб. «Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины». «Штиинца», Кишинев, 1974.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5. Шарданов А. Н. Западное Предкавказье.— В кн. «Геология СССР. Северный Қавказ»,

ч. 1. М., «Недра», 1968

Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10.

Шевченко В. И. Геотектоническая обстановка каледонского этапа развития на юге Европейской части СССР и прилегающих территориях. — Докл. АН СССР, 1974,

Шевченко В. И., Резанов И. А. Тектонический план байкальского этапа развития юга Европейской части СССР и смежных территорий.— Изв. высш. уч. зав. Геол. и разведка, 1974, № 11.

Шлезингер А. Е. Структура Добруджи и Преддобруджского прогиба.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. XLIII, № 2

Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма.— В кн. «Доклады VII конгр. Карпато-Балканск, ассоц.», ч. III. Изд-во Болгарск. АН. София, 1965.

Янович В., Джюшкэ Д., Мутихак В. и др. Общий обзор геологии Добруджи. V конг-

ресс Карпато-Балкан. геол. ассоц. Гид экскурсий. Бухарест, 1961.

Вагви С., Mehmed N., Paraschiv C. Le paleozoique de L'Avant-Pays des Carpates Orientales entre la vallée de Buzau et la frontiere septentrionale de la R. S. R.—Acta Geol. Acad. scient. hung., 1970, v. 14.

Украинский научно-исследовательский геолого-разведочный институт

Статья поступила 18 марта 1975 г.

УДК 551.242.11:551.242.3/.51(4)

А. Я. КРАВЧИНСКИЙ

РЕАКЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ НА ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ•ПЛАТФОРМЫ

Произведено сопоставление палеомагнитных данных для Восточно-Европейской платформы с геологическими материалами по смежным складчатым областям. Показано, что каждая эпоха направленного и ускоренного перемещения платформы сопряжена с замыканием геосинклиналей одного тектонического цикла и заложением геосинклинальных прогибов следующего цикла.

Палеоширотные перемещения докембрийских платформ в фанерозое по палеомагнитным и палеоклиматическим данным оцениваются десятками градусов. На рис. 1 и 2 в качестве примера показаны изменения палеоширотного положения Восточно-Европейской платформы в послесилурийское время и кинематические характеристики этих движений, заимствованные из работы автора.

В эпохи ускоренного перемещения позиция полюса относительно платформы изменялась направленно (колебательные движения играли резко подчиненное значение). Скорость подсчитывалась как частное от деления расстояния, пройденного платформой за одну геологическую эпоху, на длительность последней.

Позиции палеополюсов рассчитывались для отдельных геологических эпох. Продолжительность геологических эпох и периодов принималась в соответствии с утвержденной шкалой абсолютной геохронологии. Для тех геологических периодов, которые методами абсолютной геохронологии не разделены с дробностью до эпохи, предполагалось равенство эпох внутри периода.

В случае колебательных движений средняя скорость поступательного перемещения определялась как частное от деления расстояния между положением полюса в начальный и конечный моменты колебательных движений на продолжительность последних.

Кучность расположения полюсов рассчитывалась по известной формуле Р. Фишера. При этом углы Ф и Л (широта и долгота полюса), определяющие положение магнитной оси в сферической системе координат, отождествлялась с углами І и Д, задающими положение вектора в сферической системе координат (Кравчинский, 1973). «Движение платформы... не было равномерным и длительные периоды ее сравнительного устойчивого положения... чередовались с эпохами направленного и ускоренного перемещения (конец силура, средний триас — лейас, постмиоцен» (Кравчинский, 1973, стр. 46). Но было бы неправильным рассматривать эти движения в отрыве от событий в прилегающих складчатых областях, от которых платформа отделена краевыми швами либо связана с ними структурно посредством краевых прогибов или зон надвигов (краевых швов).

Имеется обширная литература с подробным описанием геологического строения и истории развития складчатых областей Европы, Кавказа и Урала. В данной работе целесообразно ограничиться лишь некоторыми основными выводами по истории развития прилегающих к платформе складчатых областей.

Скандинавские каледониды расположены вдоль северо-западной окраины платформы. Заложение каледонских геосинклинальных прогибов

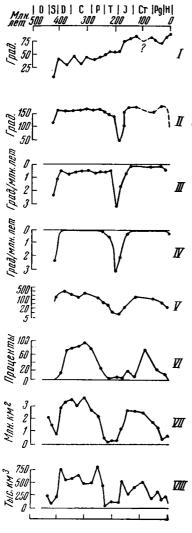


Рис. 1. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополюса и Восточно-Европейской платформы (I—V) и эпейрогенических движений платформы (VI—VIII).

I — изменения широт палеомагнитного полюса во времени (северной широты); II — изменения долгот палеомагнитного полюса (восточной долготы); III — средние скорости «миграпалеомагнитного полюса по эпохам; IV - средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополюса; кучность палеополюсов по эпохам; VI — процентное содержание карбонатных отложений от общего объема VII — площади, покрывавшиеся морем в различные геологические эпохи; VIII — объем отложений по эпохам (объем осадков девона, карбона и перми дан без учета отложений Прикаспийской синеклизы) (по А. Я. Кравчинскому, 1973)

произошло в позднем кембрии. «Замыкание геосинклинальных прогибов, основная складчатость и формирование пологих надвигов приходится на конец силура — самое начало девона. На это указывает несогласное залегание неметаморфизованных и слабо дислоцированных девонских красноцветных песчаников и конгломератов (молассы.— А. К.) в ряде районов западного и северо-западного побережья Норвегии. В районе Тронхеймс-фьорда известны красноцветные толщи, содержащие в основании ископаемые остатки даунтонского яруса, а в районе оз. Рёраген — нижнедевонскую флору.

Каледонские интрузивные комплексы широко развиты во внутренней части каледонид на всем ее протяжении. Они вытянуты вдоль простирания тектонических структур и окаймляют в основном синклинорные

структуры. Выделяются две основные группы изверженных пород. К первой группе относятся тела основного состава... Во вторую группу входят синорогенные гранитные и тоналитовые интрузии, окаймляющие с северо-запада Тронхеймский, Нураланнский и Офотенский синклинории...

Большое количество определений абсолютного возраста гранитов и гранитизации калий-аргоновым методом дают цифры, колеблющиеся в

пределах 385—400 млн. лет» (Маркова, Клитин, 1966, стр. 108).

коренного перемещения Восточно-Европейской платформы.

Герцинские складчатые системы окружают Восточно-Европейскую платформу с трех сторон — с востока, юга и запада. На востоке расположена Уральская складчатая область, на западе — области герцинской складчатости Европы, на юге — Скифско-Мангышлакская складчатая область.

«Фундаментом современной складчатой структуры Урала является догерцинская структура доуралид... В структуры доуралид, кроме рифея, входит кембрий и иногда нижний ордовик...

В развитии собственно уральской структуры,— отмечает Н. П. Херасков (1966, стр. 148),— можно выделить три стадии, границы между которыми несколько смещаются во времени в разных частях структуры. В соответствии с этой стадийностью выделены структурные ярусы, которые далеко не всегда отделены друг от друга угловыми несогласиями. Граница между нижним и верхним структурными ярусами скользит в пределах среднего девона, а граница верхнего яруса с орогенным приблизительно совпадает с границей нижнего и среднего карбона. Из структур орогенной стадии дольше всего развивался краевой прогиб, развитие которого закончилось на юге в нижнем триасе, а на севере даже в верхнем триасе».

Прилегающие к Восточно-Европейской платформе на западе области герцинской складчатости Европы на обширных пространствах перекрыты платформенным эпигерцинским чехлом и выходят на поверхность в отдельных окнах (Судеты, Саксо-Тюрингские горы, Чешский массив, Шварцвальд, Вогезы и др.). А. Л. Яншин (1966) и Н. П. Херасков (1966) отмечают ряд специфических черт, отличающих европейские герциниды от герцинид Урала. Прежде всего европейские герциниды не представляют собой единой линейно выдержанной складчатой системы. Герцинские комплексы Европы сложены преимущественно песчано-сланцевыми толщами, а вулканогенные и карбонатные породы имеют здесь по сравнению с Уралом меньшее значение. И, наконец, европейские герциниды несколько древнее уралид. Формирование платформенного чехла на эпигерцинском основании начинается здесь в перми, тогда как на Урале — только с середины триасового периода.

Скифско-Мангышлакская область герцинской складчатости почти полностью перекрыта платформенным чехлом. Выходы геосинклинального комплекса имеются лишь в Добрудже, Донбассе и Мангышлаке.

Причленение Скифско-Мангышлакской области к Восточно-Европейской платформе относят к середине триаса. Но эпигерцинская «Скифская платформа в это время еще не приобрела полной устойчивости. В среднем и позднем триасе и лейасе в ее пределах возникла система грабенообразных прогибов, наиболее отчетливо выявленная в Западном Предкавказье. В этих прогибах накапливались морские сероцветные терригенные осадки, с прослоями лав и туфов, претерпевшие затем местами довольно интенсивную складчатость и динамометаморфизм. Окончательная консолидация Скифской платформы наступила в доггере» (Наливкин и др., 1964).

В целом можно констатировать, что герцинские геосинклинальные комплексы начали формироваться в силуре (местами, вероятно, несколько раньше). Они трансгрессивно перекрывают более древние, в том числе ордовикские породы (Соколов, 1964; Херасков, 1966, и др.).

Формирование орогенного комплекса началось в среднем карбоне. Замыкание герцинских геосинклиналей в Европе относится к пермскому периоду, на Урале — к середине триасового и в Скифско-Мангышлакской

области, вероятно, к концу лейаса.

Отсюда можно заключить, что заложение герцинских геосинклиналей совпадает либо несколько опережает позднесилурийскую эпоху направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы, а повсеместное замыкание геосинклиналей приходится на среднетриас-лейасовую эпоху ускоренного и направленного перемещения платформы.

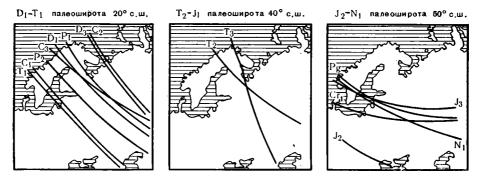


Рис. 2. Положение палеомагнитных широт на Восточно-Европейской платформе в поственлокское время (по А. Я. Кравчинскому, 1973). Перемещение палеошироты по часовой стрелке относительно ее положения в предыдущую геологическую эпоху указывает на поворот платформы против часовой стрелки. Угол поворота равен углу между касательными к палеоширотам

При этом следует иметь в виду, что переход от колебательных к поступательным и ускоренным перемещениям может осуществляться постепенно (рис. 1). Согласно графику 1 указанного рисунка, колебательный характер изменения палеомагнитной широты заметно нарушается уже в перми и определяющими становятся хотя и слабые, но направленные палеоширотные перемещения. С другой стороны, именно в перми, причем перми нижней, начинает формироваться платформенный чехол на герцинском основании в Европе (рениды Г. Штилле) (Яншин, 1966).

Юго-западнее Восточно-Европейской платформы и южнее Скифско-Мангышлакской области герцинской складчатости располагаются складчатые системы Альпийского складчатого пояса — мегантиклинории Западных, Восточных и Южных Карпат, антиклинорий Горного Крыма и мегантиклинорий Большого Кавказа, отделяемые от платформенной области узкими краевыми прогибами.

«Заложение глубоких геосинклинальных прогибов, на месте которых позднее возникли складчатые сооружения Альпийского пояса, началось... в конце триаса или начале юры» (Муратов и др., 1966, стр. 436). «Замыкание карпатских геосинклинальных прогибов и начало формирования Предкарпатского краевого прогиба, компенсировавшего рост Карпатского мегантиклинория, произошло в самом конце олигоцена — начале миоцена...

Формирование мегантиклинория Большого Кавказа началось в неогене. В это же время заложились и стали заполняться толщами терригенных осадков Индоло-Кубанский и Терско-Кумский краевые прогибы» (Архипов, Муратов, 1966, стр. 227).

Таким образом, заложение альпийских геосинклинальных систем к югу и юго-западу от Восточно-Европейской платформы началось со второй половины триаса, т. е. во время окончательного и повсеместного замыкания герцинских геосинклинальных систем, в эпоху ускоренного и направленного перемещения Восточно-Европейской платформы (средний триас — лейас).

Собственно геосинклинальное развитие альпийских геосинклинальных систем продолжалось до среднетретичного времени и закончилось в конце палеогена — миоцене. С этого момента началось формирование краевых прогибов и внутренних впадин и их заполнение породами орогенного комплекса. По палеомагнитным данным, новейшая эпоха ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы началась в постмиоценовое время.

На основании изложенного можно констатировать, что выделенные по палеомагнитным данным эпохи направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы являются этапами активного тектонического развития.

Позднесилурийское перемещение Восточно-Европейской платформы коррелируется с окончанием собственно геосинклинального развития каледонид Скандинавии и образованием пологих надвигов. Суммарная амплитуда горизонтального надвигания скандинавских покровов на платформу оценивается многими десятками километров (более 120 км). Орогенный ярус каледонид развит слабо, краевые прогибы отсутствуют. Молассы орогенного яруса занимают небольшие площади и имеют ограниченную мощность (Муратов и др., 1966).

Геосинклинальные комплексы герцинид повсеместно начали образовываться в силуре (в различных районах областей герцинской складчатости заложение геосинклинальных прогибов не было одновременным). Малочисленность, а зачастую и противоречивость данных о местонахождении восточноевропейских полюсов первой половины палеозоя затрудняет решение вопроса о начальном моменте и динамике палеоширотного перемещения платформы в силуре. Ранний девон открывает. по-видимому, период длительного устойчивого палеогеографического положения Восточно-Европейской платформы (Кравчинский, 1972, 1973). Геосинклинальное развитие герцинид заканчивается орогенезом. Орогенный структурный ярус в целом формируется от среднего карбона до конца триаса, но в различных районах герцинид представляет лишь часть этого временного интервала. Для орогенной стадии характерно образование надвигов, краевых прогибов и внутренних впадин. Среди краевых прогибов наиболее длительно формировался Предуральский (до конца триаса), но в отдельных грабенообразных прогибах Скифско-Мангышлакской области складчатые движения продолжались еще в

Очевидно, что среднетриас-лейасовая эпоха направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы сопряжена с конечными фазами орогенной стадии геосинклинального развития герцинид. Однако направленность палеоширотного перемещения Восточно-Европейской платформы определенно наметилась уже в перми.

Герцинское поднятие и складчатость превратили Карпаты в горную область. Последняя подверглась в триасе выравниванию, и на некоторое время здесь установился субплатформенный режим, сменившийся затем геосинклинальным (Наливкин и др., 1964). Заложение альпийских геосинклинальных прогибов произошло здесь в конце триаса — начале юры. В это же время возникла и Крымско-Кавказская геосинклинальная область.

Замыкание альпийских геосинклинальных прогибов сопровождалось интенсивной складчатостью, формированием надвиговых покровов, протяженных антиклинориев, межгорных и краевых прогибов, запол-

нявшихся молассовыми отложениями. «В наиболее типичном виде... молассовый комплекс отложений начинает формироваться... с конца олигоцена — начала миоцена. Образование этого комплекса продолжалось до четвертичного времени» (Муратов и др., 1966, стр. 438). Новейшее перемещение Восточно-Европейской платформы началось в позднем неогене.

Таким образом, можно утверждать, что каждая из рассмотренных эпох направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы сопряжена с заключительной стадией развития геосинклиналей одного тектонического цикла и заложением геосинклинальных прогибов следующего цикла. В силуре произошло замыкание геосинклинальных прогибов скандинавских каледонид и повсеместное заложение герцинских геосинклинальных систем. Во второй половине триаса лейасе завершилось геосинклинальное развитие герцинид Европы, Урада и Скифской области и началось развитие альпийских геосинклиналей. Замыкание последних началось в среднетретичное время, а в позднем неогене наметилось перемещение Восточно-Европейской платформы.

Характерным элементом альпийского складчатого пояса являются котловины внутренних морей (Черного, южной части Каспийского). Мощность коры в них сильно уменьшена против таковой для складчатых и платформенных областей, гранитогнейсовый слой выклинивается. Происхождение котловин остается пока предметом догадок — их рассматривают как реликты палеоокеана Тетис либо как новообразованные впадины. В. Е. Хаин (1971) относит котловины внутренних морей к числу современных геосинклиналей, и в этом своем качестве они естественно вписываются в исторический ряд структур, сопутствующих перемещению платформы и орогенезу.

Литература

- Архипов И. В., Муратов М. В. Области альпийской складчатости. В кн. «Тектоника Евразии». «Наука», 1966.
- Кравчинский А. Я. Некоторые вопросы геологической истории платформ. В сб. «Материалы по региональной геологии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». «Недра», 1972. Кравчинский А. Я. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек
- на Восточно-Европейской платформе. Геотектоника, 1973, № 6.
- Маркова Н. Г., Клитин К. А. Области поздней каледонской складчатости.— В кн. «Тек-
- тоника Евразни». «Наука», 1966. Муратов М. В., Пущаровский Ю. М., Херасков Н. П., Яншин А. Л. Основные различия разновозрастных геосинклинальных систем и складчатых сооружений Евразии.—
- В кн. «Тектоника Евразии». «Наука», 1966.

 Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления.— В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». «Недра», 1964.
- Соколов Б. С. Силурийский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». «Недра», 1964.
- Тектоника Евразии. «Наука», 1966.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», 1971.
- Херасков Н. П. Области герцинской складчатости.— В кн. «Тектоника Евразии». «Нау-
- Яншин А. Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения. В кн. «Тектоника Евразии». «Наука», 1966.

ВостСибНИИГГимС

Статья поступила 23 апреля 1975 г.

УДК 551.242.51:551.243(67)

1976 г.

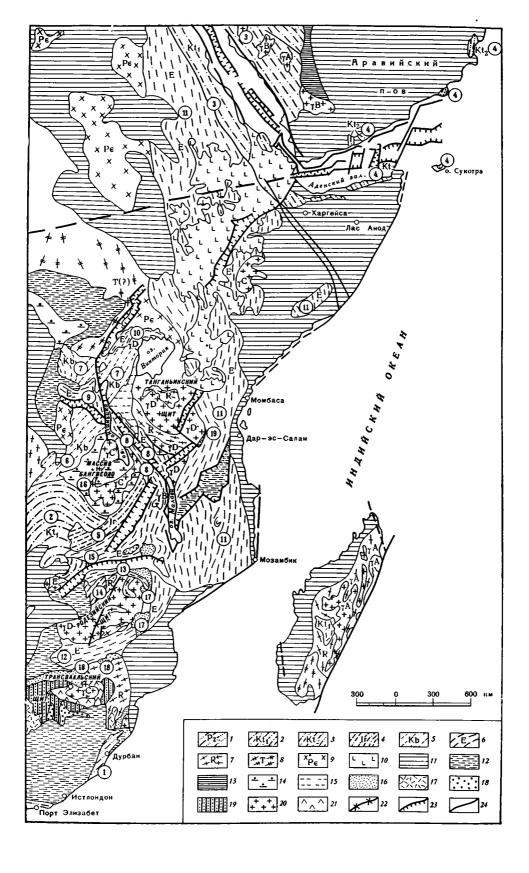
В. Н. КОЗЕРЕНКО, В. С. ЛАРЦЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ МОЗАМБИКСКОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Рассматривается геологическая природа и возраст Мозамбикского пояса Восточной Африки. На основании синтеза имеющихся геологических данных обосновывается вывод о том, что главная фаза складчатости и метаморфизма гнейсово-сланцево-карбонатных толщ, слагающих Мозамбикский складчатый пояс, совпадает с эбурнейской эпохой тектогенеза (2100-1900 млн. лет). Позднее метаморфические комплексы пояса испытали ряд фаз деформаций на уровне 1300-1100, 900, 580-680 и 450-550 млн. лет.

Мозамбикский пояс, впервые выделенный А. Холмсом (Holmes, 1951), представляет собой обширную полосу глубоко и равномерно мегаморфизованных до амфиболитовой фации гнейсов и кристаллических сланцев с мощными пачками кварцитов и метакарбонатных пород. Часто эти породы интенсивно мигматизированы и пронизаны послойными инъекциями гранитного материала. В отдельных районах отмечены породы гранулитовой фации метаморфизма, представленные гранулитами и чарнокитами; небольшие участки сложены породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Эта полоса простирается от южных районов Мозамбика до Восточной пустыни Египта, охватывая Малави, Танзанию, Кению, Эфиопию и Судан. Аналогичные породы слагают и так называемое поднятие Бур в Южном Сомали. Характерной чертой Мозамбикского пояса является господство меридиональных и субмеридиональных простираний слагающих его кристаллических пород.

Геологическая природа и история развития Мозамбикского пояса являются предметом весьма острой дискуссии, в которой находят отражение различные, порой противоположные точки зрения. Шубер и Фор-Мюре считают Мозамбикский пояс областью древнейшей складчатости, указывая, что «настоящий возраст (мозамбикских гнейсов — B. K. и $B.\ \mathcal{J}$.) равен приблизительно 3000 млн. лет» (1967, стр. 94). Близкая к этой точка зрения высказана Ю. А. Косыгиным (1972), Ю. З. Елизарьевым, В. Е. Забродиным и Б. М. Чиковым (1970), а также другими исследователями, которые относят гнейсы Мозамбикского пояса к нижнему докембрию. В то же время многочисленные радиологические определения возраста различных образований в пределах Мозамбикского пояса, значения которого в подавляющем большинстве случаев укладываются в интервале 450-650 млн. лет, дают основание многим исследователям считать его областью молодой, позднерифейско-раннепалеозойской складчатости. При этом одни считают гнейсы, слагающие Мозамбикский пояс, основанием, «ложем» позднерифейской геосинклинали, в которой отложения собственно геосинклинального этапа были впоследствии уничтожены эрозией (Божко, 1970; Бишоп, 1967). Другие (Clifford, 1967, 1970) допускают возможность того, что в пределах Мозамбикской остаточной геосинклинали отложения рифейского возраста вообще не накапливались. По мнению Т. Клиффорда, для этого этапа характерна активная термальная деятельность, выраженная в интенсивной грани-



тизации и общем омоложении радиологического возраста всех более древних образований Мозамбикского пояса.

Анализ обширного литературного материала и результаты собственных полевых наблюдений в отдельных районах Мозамбикского пояса (Сомали, Кения, Уганда) приводят авторов настоящего очерка к выводу о том, что Мозамбикский пояс является областью относительно древней, раннепротерозойской (эбурнейской) складчатости; впоследствии эта область испытала ряд эпох тектоно-термальной переработки, сопровождавшейся процессами гранитизации, деформациями и омоложением радиологического возраста слагающих ее пород. Эпоха наиболее мощного проявления этих процессов в пределах мозамбикского возраста совпадает по времени с «панафриканским дамарским термальным эпизодом» (Clifford, 1963) кембро-ордовикского возраста (550—450 млн. лет).

Восточная граница Мозамбикского пояса от его южной оконечности в южном Мозамбике до 2° с. ш. проходит по побережью Индийского океана и частично под молодыми отложениями, развитыми вдоль этого побережья. На северо-востоке он срезается глубинными разломами протяженного Красноморско-Индоокеанского линеамента (Козеренко и др., 1974), который отделяет образования Мозамбикского пояса от значительно слабее метаморфизованных отложений, слагающих субмеридиональный Аравийско-Мадагаскарский складчатый пояс вендско-раннепалеозойского возраста (рисунок).

Западная граница Мозамбикского пояса далеко не столь четко выражена. На юге, на широте Родезийского кристаллического щита, она совпадает с «Линией Разломов Португальской Восточной Африки» (Thiele a. Wilson, 1915; Vail, 1965). Севернее, в долине р. Замбези, структуры Мозамбикского пояса плавно, без каких-либо перерывов, сочленяются со структурами пояса Замбези (Johncon a. Vail, 1965), сложенными аналогичными мозамбикским гнейсами и кристаллическими сланцами и обрамляющими Родезийский щит с севера. Такое же плавное сочленение простираний намечается на карте к статье Ван Бремена и его соавторов (Вгеета et al., 1966) в зоне перехода между Мозамбикским поясом и поясом Лимпопо, окаймляющим Родезийский щит с юга. Далее к северу в районе рифтов Малави и Руква отмечается аналогичное плавное сочленение Мозамбикского и Убендийского поясов. Севернее образования Мозамбикского пояса отделяются от пород Танганьикского кристаллического щита полосой катаклазитов Бубу (Палганьикского кристаллического щита полосой катаклазитов катаклазитов катаклазитов катаклазитов катаклазитов катаклази

Тектоническая карта восточной части Африки и Аравийского полуострова Области складчатости: I—среднепалеозойской (1 — Капиды); 2 — катангской (620—650 млн. лет, 2 — Катангский пояс, 3 — Красноморский пояс); 3 — дамарской (4 — фрагменты раннепалеозойского складчатого пояса восточных окраин Африки и Аравийского полуострова: серии Инда Ад, Гхабар, Хадибу, Хуфская и др.); 4 — ирумийской (950 млн. лет; 5 — Ирумиды); 5 — кибарской (1300 млн. лет; 6 — Кибариды, 7 — пояс Карагве — Анколе); 6 — эбурнейской (2100—1800 млн. лет; складчатые поясы: 8 — Убенде, 9 — Рузизи, 10 — Торо — Кибали, 11 — Мозамбикский, 12 — Лимпопо, 13 — Замбези, 14 — Ломагунди, 15 — Тумбиды); 7 — родезийской (2650 млн. лет); 8 — Трансвальской (3000 млн. лет); 9 — докембрий нерасчлененный. Отложения чехла: 10 — кайнозойские вулканиты; 11 — постпалеозойский чехол; 12 — серия Карру, 13 — нижнепалеозойский чехол (Ст — О) на Аравийском полуострове; 14 — платформенные фации Катангского этапа (16 — Кунделунгу); 15 — посткибарская моласса (Букоба, Малагараси); 16 — постэбурнейская моласса (формации: 17 — Умкондо, Фронтьер, Гайрези, 18 — Уотерберг, Лоскоп, Матсап, 19 — Консе). Постродезийский осадочно-вулканогенный чехол: 17 — Доминион-Риф; 18 — Витватерсранд; 19 — Трансвааль. Интрузивные образования: 20 — гранитоиды (12 — байкальского этапа — 12 — Сойкальского этапа — 12 — 12 — 12 — 12 — 13 — 13 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 — 14 —

листер, 1973), представленной передробленными, развальцованными и милонитизированными породами щита (Sanders, 1965) и тектоническим уступом Нанди. Далее к северу, западная граница Мозамбикското пояса отчетливо не выражена, на больших пространствах перекрыта молодыми мезозойско-кайнозойскими отложениями и часто проводится условно между зоной преимущественного развития гнейсов и кристаллических сланцев с преобладающими субмеридиональными простираниями структур и областью, сложенной древними, архейскими образованиями Центрально-Африканского массива (серии Иппи и чарнокитовая), Северного Конго (комплексы Западного Нила, Бому, Гангу), Судана («древние гнейсы») и т. д.

Как отмечалось выше, в строении складчатых структур Мозамбикского пояса принимают участие, с одной стороны, гнейсы и кристаллические сланцы и, с другой — метакарбонатные породы и кварциты. На территории Мозамбика и Малави последние образуют более или менее мощные горизонты, ориентированные обычно параллельно полосчатости гнейсов (Бишоп и Ван Иден, 1973), но стратиграфическое их положение неясно. Севернее, в пределах Танзании и Кении, метакарбонатные породы и ассоциирующиеся с ними кварциты занимают отчетливо более высокое положение по отношению к гнейсо-сланцевому комплексу и выделяются геологами этих регионов под названиями серии кристаллических известняков в Танзании (Quennell et al., 1956) или серии Турока в Кении (Sanders, 1965). Гнейсо-сланцевый комплекс, выделенный в Танзании под названием серии Узагара, сложен главным образом роговообманковыми и биотитовыми гнейсами и гранулитами. Серия кристаллических известняков и серия Турока также сложены гнейсами и кристаллическими сланцами, но в них весьма широко распространены кварциты и кристаллические известняки (мраморы), иногда графитовые, которые обычно ассоциируются с графитовыми гнейсами и сланцами.

Двучленное строение разреза мозамбикских пород отчетливо проявлено в районе Бур (Южное Сомали). Вся толща пород была расчленена А. В. Ильиным на две серии: нижнюю и верхнюю. Нижняя (гнейсовая) серия сложена инъекционными гнейсами, биотитовыми и биотитамфиболовыми сланцами с подчиненными прослоями амфиболитов, а в верхней части-с горизонтами железистых кварцитов. Верхняя серия (карбонатно-силикатная) начинается также биотитовыми, биотит-амфиболовыми и тальковыми сланцами, включающими довольно мощные (до 100 м) горизонты и пачки железистых кварцитов; выше появляются пачки мощностью до нескольких сотен метров, сложенные переслаивающимися мраморами, силикатными мраморами и другими карбонатносиликатными породами, в которых содержание карбонатов варьирует в весьма широких пределах. Верхняя часть серии образована массивными, местами толстослоистыми крупнозернистыми кварцитами с горизонтами метаморфизованных конгломератов с кварцевой галькой. Породы интенсивно дислоцированы и метаморфизованы с перекристаллизацией кварца и полевого шпата и с проявлениями калиевого метасоматоза.

В строении отдельных участков Мозамбикского пояса принимают участие чарнокиты, гранулиты и другие образования, отличающиеся по степени метаморфизма от подавляющей массы мозамбикских гнейсов.

Такие породы известны в Малави, к северу от зоны разломов Чималиро, которая отделяет их от гнейсов и сланцев, расположенных южнее. Более широко распространены такие породы к востоку от полосы катаклазитов Бубу, где они встречаются на расстоянии 50 км от восточного края Танганьикского щита (Hepworth et al., 1967). По-видимому, эти выходы глубокометаморфизованных пород представляют собой выступы древнего, домозамбикского основания, образующие отдельные поперечные поднятия в пределах Мозамбикского складчатого пояса. К такому

поперечному поднятию приурочен и широтный золоторудный пояс Маника в Южном Мозамбике.

На фоне преобладающих меридиональных простираний пород в пределах Мозамбикского пояса отмечаются многочисленные отклонения. Частично они обязаны наличию древних образований, слагавших ложе Мозамбикской геосинклинали, но большей частью связаны с проявлением более поздних деформаций. В районе Бур Южного Сомали выявлено наложение складок северо-восточного простирания на более ранние складки северо-западного простирания, что вызвало усложнение всей системы складчатости и изгиб осевых поверхностей более древних складок. Многофазное проявление деформаций установлено (Cannon et al., 1969) в пределах Мозамбикского пояса в Северной Малави. Здесь выделено два основных этапа деформаций. Древний этап, включающий четыре фазы главным образом пластических деформаций, которые сопровождались метаморфизмом высоких и средних ступеней, завершился убендийским орогенезом (2100—1950 млн. лет). С поздним этапом связаны главным образом хрупкие деформации мозамбикских гнейсов. Этот этап включает кибарскую фазу складчатости (1300—1100 млн. лет), складчатость отложений группы Мафинги в Малави (ирумийская фаза — 900 млн. лет) и так называемый мозамбикский орогенез, подразделяемый на две фазы с возрастом 580-680 млн. лет и 450-550 млн. лет. Причем в Малави в пределах Мозамбикского пояса убендийская фаза складчатости имеет главное значение, а более поздняя — подчиненное.

А. Холмс, первым выделивший Мозамбикский пояс, и другие исследователи неоднократно отмечали факт срезания его структурами субширотных складчатых поясов, развитых в пределах Танганьикского и Родезийского кристаллических щитов. Верхний возрастной предел наиболее молодых осадочно-вулканогенных толщ этих щитов (серии Ньянза, Кавирондо на Танганьикском щите и Булавайо, Шамвай — на Родезийском) составляет 2650 млн. лет (Clifford, 1970). Эта цифра устанавливает нижний предел времени заложения Мозамбикской геосинклинали.

Возраст главной фазы складчатости Мозамбикского пояса определяется цифрами 1950—2100 млн. лет, т. е. отвечает возрасту эбурнейской складчатости. На это указывают следующие данные. У границы с Родезийским щитом гнейсы Мозамбикского пояса перекрыты с несогласием терригенными толщами системы Умкондо. На западе это платформенные, горизонтально лежащие отложения собственно серии Умкондо; на востоке, где резко увеличиваются мощность и степень метаморфизма (до зеленосланцевой и низших ступеней амфиболитовой фации), стратиграфические аналоги серии Умкондо (серии Фронтьер и Гайрези) слагают так называемый складчатый пояс Маника. Вэйл (Vail, 1965) подчеркивает четкое отличие в степени метаморфизма и резкое несогласие между породами, слагающими пояс Маника, и мозамбикскими гнейсами. По-видимому, отложения пояса Маника выполняли прогибы, образовавшиеся на заключительных стадиях формирования Мозамбикского складчатого пояса. Возраст системы Умкондо достаточно уверенно определяется цифрами 1720—1950 млн. лет (Jones a. McElhinny, 1967; Хаин, 1971). Следовательно, верхний возрастной предел главной складчатости Мозамбикского пояса должен быть около 2000 млн. лет. Аналогичные соотношения, по-видимому, существуют и на границе Танганьикского щита с Мозамбикским поясом, где положение, подобное системе Умкондо, занимают коррелируемые с ней образования системы Консе (Hepworth, 1967).

Таким образом, время формирования Мозамбикского складчатого пояса ограничивается следующими пределами: нижний —2600 млн. лет и верхний — около 2000 млн. лет, т. е. охватывает весь ранний протеро-

зой, а заключительная складчатость совпадает с эбурнейской эпохой тектогенеза. Косвенным свидетельством эбурнейского возраста Мозамбикского пояса служит возраст складчатых поясов, плавно сочленяющихся с Мозамбикским и, судя по всему, являющихся его ответвлениями. Возраст Убендийского пояса — около 2000 млн. лет, так как нижняя серия плато, несогласно перекрывающая убендийские гнейсы и образовавшаяся за счет их разрушения, прорвана гранитом Кейт с возрастом 1800 млн. лет, а синтектонические события в Убендийском поясе датируются цифрами 2075 млн. лет (Cahen, 1970). Заключительная фаза тектогенеза в поясе Лимпопо, во время которой были деформированы и метаморфизованы осадочные отложения формации Мессина, слагающей центральную часть пояса, также имеет возраст около 2000 млн. лет (Breeman, Dodson, Vail, 1966). Характерно, что и в поясе Замбези на фоне преобладающих вендско-раннепалеозойских значений возраста выделяется этап тектоно-магматической активности с возрастом около 1900—2100 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о близкой тектонической природе вышеназванных складчатых поясов и одинаковой истории их развития в раннем протерозое. Позднее, в пределах Мозамбикского пояса происходило формирование отдельных прогибов. В них накапливались толщи главным образом терригенного состава с подчиненными пачками вулканитов среднепротерозойского (серии Финго, Фронтьер, Гайрези), среднерифейского (серии Буанджи, Ндембера, Магулилва и группы Сасаре и Мафинги) и позднерифейского (серия Аблун, Нибу) возраста. Все эти отложения залегают резко несогласно на гнейсах Мозамбикского пояса и четко отличаются от них по степени метаморфизма. Иногда в них наблюдаются простирания, характерные для складчатых систем, известных за пределами Мозамбикского пояса (группа Мафинги и одновозрастные ей толщи Замбии и Малави). Во многих случаях к этим простираниям приспосабливаются и прилегающие к ним мозамбикские гнейсы.

Приведенный материал, по нашему мнению, ясно показывает, что образование Мозамбикского пояса завершилось эбурнейской эпохой, и наложение более молодых средне- и верхнепротерозойских комплексов не изменило существенно его строения. Исключительно важное значение для этой территории имели несомненно наложенные тектоно-матматические процессы вендско-раннепалеозойского возраста 650 млн. лет).

Литература

- Бишоп Д. У. Южная Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука»,
- Бишоп Д. У., Иден О. Р. ван. Южная Африка. Объяснительная записка к тектонической карте. — В кн.: Тектоника Африки, М., «Мир», 1973. Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнекембрийских зон «ак-
- тивизации» Африки.— Геотектоника, 1970, № 6.

 Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. К тектонике докембрия Африки и Аравийского полуострова.— Геол. и геофиз., 1970, № 8.

 Козеренко В. Н., Ларцев В. С., Савадский О. А. Минеральные ресурсы Сомали.— В кн.:
- Уч. зап. советско-сомалийской экспедиции. М., «Наука», 1974.
- Косыгин Ю. А. Карта тектоники докембрия континентов м-ба 1:5000 000. Объяснительная записка. Новосибирск, 1972.
- Паллистер Д. У. Тектоника Восточной Африки.— В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
- Шубер Ю. А., Фор-Мюре А. Тектоническая карта Африки.— В кн.: Тектонические карты
- континентов. М., «Наука», 1967.

 Breeman O. van, Dodson M. H. and Vail J. R. Isotopic Age Measurements on the Limpopo Orogenic Belt, Southern Africa.—Earth and Planet. Sci. Letters, 1966, v. 1,
- Cahen L. Igneous activity and mineralisation episodes in the evolution of the Kibaride and Katangide Orogenic Belts of Central Africa.—In: African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970.

Cannon R. T., Hoplins D. A., Thatcher E. C., Peters E. R., Kemp J., Gaskell J. K., Ray G. F.
Polyphase deformation in the Mozambique belt, Northern Malawi.—Bull. Geol. Soc.
Amer., 1969, v. 80.

Amer., 1969, v. 80.

Clifford T. N. The Damaran episode of tectono-thermal activity in South-West Africa and its regional significance in Southern Africa. 7th Annual Rep. Sess. 1961—62. Res.

Inst. Afr. Geol., Univ. Leeds, 1963.

Clifford T. N. The Damaran Episode in the Upper Proterozoic — Lower Palaeozoic history of Southern Africa.— Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 92, 1967.

Clifford T. N. The structural framework of Africa.—In: African magmatism and tectonics.

Edinburgh, 1970.

Hepworth J. V., Kennerley J. B., Shackleton R. M. Photogeological investigation of the Mozambique front in Tanzania.— Nature, 1967, v. 216, No. 5111.

Holmes A. The sequence of Precambrian orogenic belts in south and central Africa.—
18th Internat.— Geol. Congr. London, Britain, 1948, Rept. 14, 1951.

Johnson R. L. and Vail J. R. The junction between the Mozambique and Zambezi Orogenic belts; north-east Southern Rhodesia.— Geol. Mag., 1965, v. 102, No. 6.

Jones D. L. and McElhinny M. W. Stratigraphic interpretation of paleomagnetic measurements on the Waterberg Red Beds of South Africa.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 16.

Quennell A. M., McKinlay A. C. M. and Aithen W. G. Summary of the Geology of Tanganyika. Dar-es-Salaam, 1956.

Sanders L. D. Geology of the contact between the Nyanza Shield and the Mozambique Belt in western Kenya.— Bull. Geol. Surv. Kenya, 1965, No. 7.

Thiele E. O. and Wilson R. C. Portugese East Africa between the Zambezi River and the Sabi River: a consideration of the relation of its tectonic and physiographic features.— Geol. J. 1915, XLV.
 Vail J. R. Aspects of stratigraphy and the structure of the Umkondo System in the Manica

Vail J. R. Aspects of stratigraphy and the structure of the Umkondo System in the Manica Belt of Southern Rhodesia and Mozambique, and an outline of the Regional Geology.— Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 1965, v. 68.

Всесоюзный заочный политехнический институт, Москва НИЛЗарубежтеология Статья поступила 4 декабря 1975 г.

УДК 551.242.1:551.242.51(67)

В. Г. КАЗЬМИН

ГЕОДИНАМИКА АФРИКАНО-АРАВИЙСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Рассматривается схема относительных перемещений Африканской, Аравийской и Сомалийской плит. Восточно-Африканская рифтовая система впервые рассматривается в качестве структуры с единой осью расширения, смещенной трансформными разломами. Анализируется возможная связь Восточного рифта и его вулканической зоны с «горячей точкой» в мантии. По «следам» двух горячих точек (Восточный рифт, хребет Китовый) восстанавливается траектория дрифта Африканской плиты за последние 160 млн. лет. Обнаруживаются закономерные изменения направления и скорости дрифта.

Геодинамика Африканско-Аравийской рифтовой системы многократно анализировалась (Girdler, 1969; McKenzie et al., 1970; Mohr, 1970; Baker, 1970; Brown, Coleman, 1972 и мн. др.). Однако в большинстве случаев вопрос рассматривается достаточно схематично, а его решение сводится к отысканию полюсов вращения соответствующих пар литосферных плит (Африки и Аравии для Красного моря, Аравии и Сомали для Аденского залива, Африки и Сомали для Восточно-Африканской рифтовой системы).

Подобный метод, хотя и позволяет наглядно описать относительные перемещения плит (а эти перемещения являются ведущим фактором в образовании рифтовой системы), страдает определенной условностью. Дело в том, что помимо относительных перемещений плиты участвуют в общем движении, а это, естественно, усложняет геодинамическую картину. Обширные геологические данные использованы в опубликованных работах неполностью, в силу чего многие важнейшие особенности движения литосферных плит остаются невыясненными. Последнее обстоятельство в особенности заставляет вновь обратиться к геодинамике Африкано-Аравийской рифтовой системы.

относительные перемещения плит

Если на первом этапе рассмотрения не учитывать общее перемещение трех литосферных плит — Африканской, Аравийской и Сомалийской, то задача сводится к выявлению относительных перемещений Аравийской и Сомалийской плит относительно условно неподвижной Африканской плиты.

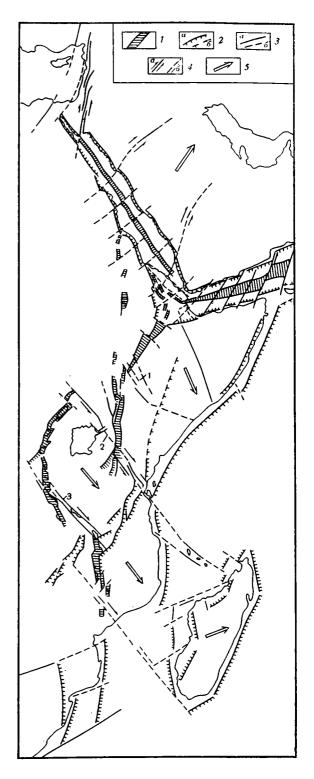
а) Аравийская плита. В настоящее время Аравийская плита перемещается к северо-северо-востоку по азимуту 10—30°. Об этом свидетельствует направление трансформных разломов в Аденском рифте и Западной Аравии, где разломы Мертвого моря, Ливано-Сирийский и др. образуют Западно-Аравийскую трансформную зону. Близкое направление имеют разломные зоны, ограничивающие с востока и запада Аравийский щит (рис. 1). Эти зоны сопрягаются с крупнейшими трансформными разломами Красноморского рифта, однако простирание последних сильно отклоняется к широтному (до 65° СВ). На суданском побережье дан-

Рис. 1. Тектоническая схема Африкано-Аравийской рифтовой системы

1 — рифтовые зоны плиоценчетвертичного возраста; 2более древние рифтовые разломы (здесь, а также в пунктах 3 и 4; a — достоверные, δ — предполагаемые); 3 — разломные ограничения рифтов плиоцен-четвертичного возраста; 4 — поперечные и трансформные разломы. Стрелками показаны направления перемещения в крыльях. Большая длина стрелки обозначает большее перемещение. 5 — направление перемещения блоков. Трансформные зоны: Абайя— Чамо, 2 — Асва, 3 — Ньяса — Руква

ные зоны совпадают с докембрийскими магматическими поясами, что свидетельствует о древности их заложения. Зная, что рас-Красноморского крытие рифта началось в позднем мелу, а Аденский рифт начал энергично расширяться лишь с верхнего эоцена (40-37 млн. лет), можно предположить, что трансформные разломы Красного моря отражают раннюю траекторию дрифта Аравии. Изменение траектории дрифта (поворот на 35° против часовой стрелки) можно достаточно четко датировать поздним эоценом. Именно с этого момента одновременное расширение Аденского Красноморского рифтов с приблизительно равными скоростями (около 2 см/ /год) определяет современную траекторию дрифта Аравии (СВ 25°) как результирующую двух векторов, направленных перпендикулярно осям соответствующих рифтов (Казьмин, 1974).

Раскрытие Красноморского и Аденского рифтов происходит неравномерно. Масштабы расширения в северной части Красноморского рифта можно



минимально оценить в 105 км, что составляет величину перемещения поразломам Мертвого моря (Freund et al., 1970). Фактическое расширение должно быть несколько больше, так как величина 105 км равна разности величин раздвига в Красном море и Суэцком заливе. На юге расширение рифта значительно больше. Только расширение за счет смещений по сбросам в осадочном чехле оценивается для южной части Красногоморя величиной от 90 до 230 км (Lowell, Genik, 1972). К этому следует прибавить ширину отсутствующей на севере осевой зоны с новообразованной океанической корой (около 60 км) и ширину отдельных второстепенных раздвигов в краевых частях рифта (~10 км). Общая величина расширения на юге рифта составляет от 160 до 300 км, а разность величин расширения между северным и южным концом рифта может быть оценена величиной от 55 до 195 км. Последняя цифра кажется более вероятной, поскольку она равна фактической разности ширины южного и северного концов рифта. Получается, следовательно, что эта разница обусловлена только различной величиной расширения, а не какими-то изначальными особенностями конфигурации грабена (скажем, радиальным расхождением рифтовых расколов).

Аденский рифт также раскрывается к востоку, где зафиксированы максимальные скорости раздвижения (Laughton et al., 1970). Исходя изразличий в скорости раскрытия и ориентировки трансформных разломов, полюс вращения для пары плит Аравия — Сомали определяется в точке с координатами 26° с. ш., 21° в. д. (Le Pichon, 1968). В этой же работе для Красного моря координаты полюса раскрытия определены 29° с. ш., 32° в. д., что приводит нас к району северо-западной оконечности Красноморского рифта. Такое положение полюса раскрытия справедливо, подимому, только для доверхнеэоценовой эпохи, когда трансформные разломы (дуги малых кругов) были ориентированы перпендикулярно оси: грабена и когда расширение в северо-западной части было близко к нулю. Современное положение полюса должно быть на территории Ливии близ Африканского побережья, в точке с координатами 32° с. ш., 22° в. д. (Freund et al., 1970). По данным Гердлера (Girdler, 1969), угол поворота Аравийской плиты составляет 7°, что согласуется и с палеомагнитными данными (Tarling, 1970).

б) Сомалийская плита. Выяснение характера перемещения Сомалийской плиты затруднено, как ни странно, из-за неясного представления

об общей структуре Восточно-Африканской рифтовой системы, и прежде всего из-за отсутствия понимания роли трансформных разломов в ее строении. Поэтому следует остановиться на разборе этого вопроса.

Восточно-Африканская рифтовая система состоит из четырех отрезков или звеньев, сочленяющихся посредством поперечных зон разломов типа трансформных. Первая из этих зон находится на южном затухании Эфиопского рифта в районе озер Абайя и Чамо, откуда она по отдельным разломам юго-восточного направления трассируется до эфиопско-кенийской границы в районе пос. Майяле. Впервые эта поперечная (к рифту) зона разломов была откартирована мной в 1970 г., тогда жебыла установлена сдвиговая природа (правые сдвиги с амплитудой до-4—5 км) некоторых разломов. Было установлено также, что с данной зоной связано расщепление, сужение и, наконец, полное затухание Эфиопского рифта. Частичное отражение зона поперечных разломов нашла на геологической карте Эфиопии (Кагтіп, 1973), хотя в период составления карты данных для отрисовки зоны было еще недостаточно. Хорошее подтверждение существования зоны дает дешифрирование космических снимков (Mohr, 1973). В области развития мезозойского и кайнозойского чехла (Северо-Восточная Кения, Южное Сомали) на продолжении зоны находится крупнейший уступ в фундаменте платформы, отвечающий конседиментационному разлому, активному в течение всей мезозойской и кайнозойской истории района. Еще П. Моор (Mohr, 1967).

предполагал, что смещение рифта оз. Стефания по отношению к Эфиопскому рифту связано с поперечным разломом 1. Хотя это предположение до сих пор не подтверждено картированием, намеченное нарушение реально, поскольку оно находится на прямом продолжении выделенной в

Эфиопии поперечной зоны разломов.

Следующая трансформная зона обусловливает затухание Кенийского рифта и перенос оси расширения к западу от Танганьикского кратона, т. е. в Западную ветвь рифтовой системы. Трансформная зона имеет общее простирание C3 315° и так же, как в вышеописанном случае, состоит из нескольких параллельных и подставляющих друг друга разломов. На крайнем северо-западе, в Уганде, эта зона совпадает с разломной зоной Асва, несомненно докембрийского заложения. Ретроградный метаморфизм в последней относится к позднему докембрию, а более поздние подвижки имеют, судя по деформации древних структур, характер левого сдвига (Almond, 1969; Harper et al., 1972). В дне рифта зона практически не выражена. Последнее характерно вообще для всех поперечных разломов рассматриваемой рифтовой системы и связывается с тем, что расширение рифта происходит импульсами, а в промежутках между ними поперечные нарушения оказываются погребенными под накапливающимися осадками и вулканитами (Казьмин, 1975). Интересно, что магнитные аномалии в южной части Кенийского рифта имеют простирание 125—140° ЮВ, отражая, видимо, направление трещин в фундаменте (Wohlenberg, Bhatt, 1972). К югу от места пересечения с трансформной зоной Кенийский рифт расщепляется и затухает подобно Эфи--опскому. Веерообразная система разломов на затухании **Кенийского** рифта близка к структуре перисто-дугообразного типа, характерной для сдвигов (Суворов, 1963), и ее конфигурация (дугообразный изгиб разломов, выпуклостью на восток) может быть поставлен в связь со сдвитом по трансформной зоне. К востоку от Кенийского рифта описываемая зона прослеживается в разломах гор Паре и Усомбара и далее трассируется на горстообразную структуру Коморских островов.

Левобоковое смещение по зоне Асва отражает перемещение Танганьикского кратона на юго-восток (135°) относительно неподвижного блока Северо-Восточной Уганды. Интересно, что к востоку от Кенийского
рифта, где блоки по обе стороны трансформной зоны движутся, очевидно, в одном направлении, относительное смещение по зоне может теоретически быть обратным, т. е. правого типа. Такото рода структурные парадоксы следует учитывать при анализе как современных, так и древних
трансформных зон. Амплитуда сдвига в зоне Асва не должна превышать
5—10 км, поскольку таково максимально допустимое расширение
в Западном рифте (Милановский, 1972). Трансформная зона контролирует проявления плейстоценового вулканизма (вулкан Килиманджаро, Коморские острова). Общая протяженность зоны достигает

 $2500 \ \kappa M$.

Третья трансформная зона отвечает, по нашему мнению, участку рифтовой системы, известному под названием рифта Ньяса—Руква и Южная Танганьика. Это звено, простирающееся на северо-запад (320°), соединяет Ньясский и Западный рифты, имеющие субмеридиональное простирание. Специфический характер Ньяса-Руквинского и Южно-Танганьикского рифтов хорошо отражен в последней сводке по Восточно-Африканской системе (Белоусов и др., 1974). В то время как другие звенья системы представлены крупными протяженными грабенами (Эфиопский, Кенийский) или цепочкой подставляющих друг друга грабенов (Западный рифт), данное звено образовано протяженными прямолиней-

В тех случаях, когда говорится о смещении рифтовой зоны по трансформному разлому, следует помнить, что речь идет не о сдвиге, а об изначальном смещении оси расширения.

ными разломами, ограничивающими два параллельных грабена (Ньяса---Руква, Южная Танганьика) и разделяющий горст (Уфипа-Убенде). Разломы по возрасту заложения являются докембрийскими. Подобное прямое унаследование нигде не отмечается для рифтовых разломов Восточно-Африканской системы, но достаточно характерно для ее трансформных разломов (вспомним разлом Асва, трансформные разломы Красного моря). Формирование грабенов в пределах звена началось еще в юре или нижнем мелу, однако существенного расширения структуры до настоящего времени не наблюдается. Это можно объяснить тем, что ведущим типом перемещения был сдвиг, а не раздвиг. Наконец, общий структурный рисунок зоны очень напоминает таковой в других трансформных зонах (например, в Западно-Аравийской). Системы сближенных параллельных разломов, ограничивающих горсты и желоба, характерны и для некоторых трансформных зон океана (зона Романш с ее желобом и другие). Можно отметить, что разломы рассматриваемой зоны не прослеживаются к востоку и западу от соответствующих рифтов (Западный, Ньясский), отвечая, таким образом, классической картине трансформного разлома «рифт---рифт».

Предлагаемая схема впервые рисует Восточно-Африканскую рифтовую систему как единый рифт с осью расширения, смещенной по системе трансформных разломов. Сама рифтовая система является по возрасту неоген-четвертичной, но ее трансформные разломы древнего заложения, а перемещения по ним фиксировались в эпоху Карру и раннем мезозое. Последнее указывает на возможную связь этих разломов в прошлом с другой (позднепалеозойской, раннемезозойской) рифтовой системой, располагавшейся восточнее современного побережья Африканского континента. Реконструкции этой древней рифтовой системы будет посвящено отдельное сообщение.

Рассмотренная схема однозначно определяет направление перемещения Сомалийской плиты как юго-восточное (135—140°). Таково направление трансформных разломов, и в этом направлении происходит наблюдаемое перемещение блоков. Перемещение плиты по азимуту 140° должно сопровождаться одновременным расширением Восточно-Африканской рифтовой системы и Аденского залива. Известно, что развитие Аденского залива за последние 10—12 млн. лет было более быстрым, чем развитие Красного моря. По предложенной схеме так и должно быть, поскольку раскрытие залива происходит вследствие расхождения двух плит (Аравийской и Сомалийской), а не отодвигания одной (Аравийской) плиты.

Масштабы расширения в Эфиопском рифте не превышают первых десятков км. Максимальное значение, около 70 км (Searle, Gouin, 1972), явно завышено. На юге Восточно-Африканской системы расширение не превышает первых км (Милановский, 1972). При общей длине системы около 3500 км величина поворота плиты по часовой стрелке вряд ли превышает 30—40′, а возможно, она значительно меньше.

Полюс раскрытия Восточно-Африканской рифтовой системы был определен в точке с координатами 8,5° ю. ш., 31,0° в. д. (МсКепгіе et al., 1970). Определение было произведено с помощью векторного анализа, поскольку знание полюсов раскрытия для пар плит Аравия—Африка и Сомали—Аравия позволяет вычислить полюс для пары Сомали—Африка. Ошибки в расчете, основанные на неправильном понимании структуры Красноморского рифта, привели к неправильному определению положения третьего полюса. Как видно из положения трансформных разломов, искомый полюс должен находиться значительно юго-западнее, нероятно, в пределах Юго-Восточной Африки или Южной Атлантики.

общее движение плит

До сих пор рассматривались только перемещения Аравийской и Сомалийской плит относительно условно неподвижной Африканской плиты. Постараемся теперь выявить характер их общего движения.

Весьма вероятно, что Африканская плита не является неподвижной.

На это указывают следующие наблюдения.

1. Поддвигание северной окраины плиты под Критскую дугу в Средиземном море, что подтверждается ориентировкой напряжений в очагах землетрясений в соответствующей зоне Беньофа.

2. Палеомагнитные данные показывают, что еще в палеозое вместе со всей Гондваной, Африка перемещалась в меридиональном направлении. Возобновление этого движения после периода относительного покоя

приходится на ранний мел (110 млн. лет — Girdler, 1969).

3. Некоторые цепи подводных гор в Южной Атлантике (например, хребет Китовый) интерпретируются как следы прохождения Африканской плиты над мантийными струями («горячими точками»). Направление движения плиты при этом устанавливается как северо-восточное (Burke, Wilson, 1972; Ушаков, 1974).

Тем не менее ясного представления о характере дрифта Африки пока нет. Поддвиг под Критскую дугу достоверен, но масштабы его неизвестны. Палеомагнитные данные дают возможность построить приближенную траекторию рифта, но в них существуют пробелы; кроме того, они дают главным образом меридиональную компоненту дрифта. Наибольший интерес, по-видимому, представляет прослеживание траектории дрифта по следу фиксированных мантийных струй на движущейся плите согласно механизму, разработанному Т. Уилсоном (Wilson, 1963) и Дж. Морганом (Morgan, 1972). Однако как о самих горячих точках, так и о проявлении их активности в Африке нет единого мнения. В частности, Бэрк и Уилсон (Burke, Wilson, 1972) считают, что следы горячих точек на Африканском континенте характеризуются нелинейной формой и представляют собой отражение статического положения Африканской плиты, во всяком случае в течение последних 25 млн. лет. Это приходит в противоречие с другими данными о движении плиты. С другой стороны, С. А. Ушаковым (1974) высказывалось предположение о том, что рифтовая система Восточной Африки и связанные с ней вулканиты отражают дрифт Африки над горячей точкой. Рассмотрение этого вопроса имеет особый интерес.

Зона развития вулканических пород протягивается непрерывно вдоль Восточной ветви Африкано-Аравийской системы (Эфиопский и Кенийский рифты) от Северной Эфиопии до Южной Танзании. Известно, что время начала вулканизма изменяется при движении вдоль зоны: оно наиболее раннее на севере и наиболее позднее на юге. Это явление связывалось с постепенным распространением рифтовых разломов с севера на юг (Казьмин, 1974). В других рифтовых структурах региона (Красное море, Аденский залив, Западный рифт) подобных вулканических зон нет. Вулканы, связанные с этими рифтами, распространены спорадически, а в их распределении не проявляется отмеченная выше временная закономерность. Возникает вопрос: не связано ли постепенное распространение разломов и вулканизма в Восточной ветви с прохождением Африканской плиты над мантийной струей?

Попытаемся рассмотреть некоторые следствия такого предположения. Прежде всего наметим ареалы, в пределах которых вулканическая деятельность началась в разные моменты геологического времени. Подобные ареалы должны в соответствии с нашим предположением являться проекциями горячей точки на поверхность плиты в эти моменты. Древнейший ареал отвечает распространению щелочных базальтов Голубого Нила в Эфиопии (Merla et al., 1973) и позднемеловых базальтов

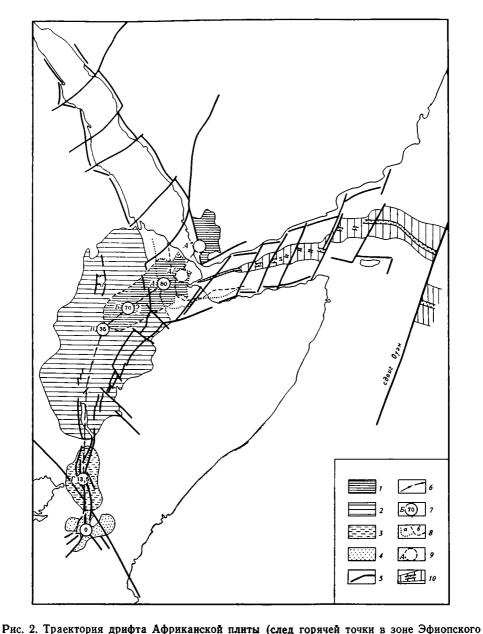


Рис. 2. Траектория дрифта Африканской ілиты (след горячей точки в зоне Эфибіского и Кенийского рифтов). Ареалы с началом вулканизма; $I - \mathbf{B}$ позднем мелу — палеоцене; $2 - \mathbf{B}$ олигоцене; $3 - \mathbf{B}$ позднем миоцене; $4 - \mathbf{B}$ позднем плиоцене — плейстоцене; $5 - \mathbf{p}$ разломы, флексуры; $6 - \mathbf{T}$ траектория дрифта; $7 - \mathbf{U}$ центры ареалов, цифра — приблизительное время прохождения над горячей точкой, в млн. лет; $8 - \mathbf{U}$ положение края Аравии: $a - \mathbf{U}$ перед поздним мелом; $6 - \mathbf{U}$ начале палеоцена; $9 - \mathbf{U}$ положение точки \mathbf{U} в начале палеоцена (\mathbf{U}) и в современную эпоху (\mathbf{U}); $10 - \mathbf{U}$ срединно-океанический хребет и осевая рифтовая полина

Йемена. При сближении этих полей на 300 км (величина расширения на юге Красного моря) они практически сливаются в единое вытянутое поле (рис. 2). В Эфиопии в пределах данного ареала вулканизм начался 69 млн. лет тому назад (Grasty et al., 1963) и продолжался в эоцене, в Иемене излияния уже происходили в позднем мелу (Geukens, 1966). Наметим точками А и Б в пределах выделенного ареала геометрические

центры областей позднемелового и палеоценового вулканизма. Начало позднемелового вулканизма точно не датируется, но оно вряд ли древнее

80 млн. лет (время начала раскрытия Красноморского рифта).

В последних публикациях (Johnes, Rex, 1974, и др.) сообщается о пересмотре возраста базальтов Голубого Нила, древнейшие из которых имеют олигоценовый возраст (27 млн. лет). Если эти данные верны, то юго-западная часть с центром в точке Б должна быть исключена из рассматриваемого ареала. Площадь ареала с единым центром в точке А станет в этом случае более изометричной. Не исключено в то же время, что древние, палеогеновые базальты потеряли часть аргона в период наиболее мощного развития вулканизма в позднем олигоцене—раннем миоцене. Высокая степень гидротермальных изменений, особенно в древних базальтах, не раз отмечалась в Эфиопии.

На карте Мерла с соавторами (Merla et al., 1973) вырисовывается обширный ареал излияний, предположительно начавшихся в олигоцене. Он охватывает как Северную, так и Южную Эфиопию и включает север Кении. Этот огромный, вытянутый в северо-восточном направлении ареал

имеет приблизительный центр в точке В.

В пределах ареала древнейшие излияния базальтов имеют, по-видимому, нижнеолигоценовый возраст (35—36 млн. лет), о чем свидетельствуют единичные определения из низов базальтовой толщи на севере (Соleman, 1974) и на юге (Lewitte et al., 1974) Эфиопии. В пределах нескольких районов зафиксировано время начала вулканизма (от 20 до 30 млн. лет) (Johnes, Rex, 1974, и др.). В общем, в настоящее время наиболее правдоподобным временем начала вулканизма в ареале можно считать 35—30 млн. лет.

Очень четко фиксируется положение горячей точки в период 13,5—11 млн. лет. В то же время в зоне Кенийского рифта начались излияния платофонолитов (Белоусов и др., 1974). Овальный ареал развития платофонолитов имеет центр в точке Γ .

Наконец, на южном окончании Кенийского рифта отчетливо выделяется область с началом вулканизма в конце плиоцена—плейстоцене

(3-0 млн. лет) с центром в точке Д.

Следует еще раз подчеркнуть, что выделенные ареалы отражают лишь начало вулканизма в той или иной части вулканической зоны. Раз начавшись, вулканизм продолжается в пределах ареала, обычно сокращаясь по площади. Так, на северном конце зоны вулканизм, начавшийся в позднем мелу, активно продолжается до настоящего времени, но это не отражено на схеме. Иными словами, если бы показать ареалы развития вулканических пород разного возраста, то они имели бы вид сужающихся языков, все далее вытягивающихся на юг вдоль рифтовой зоны.

Соединив центры ареалов, получим линию дрифта (траекторию) Африканской плиты. Эта траектория имеет следующие особенности.

1. Начальная точка (А) совпадает с точкой «тройного сочленения» в Афаре — местом стыка Красноморского, Эфиопского и Аденского рифтов. Именно с этого места начинается развитие всей рифтовой системы (раскрытие южной части Красноморского рифта в позднем мелу).

2. Полученная линия является по существу осью вулканической зоны. Она протягивается северо-западнее Эфиопского рифта (смещена на 150—200 км от оси рифтовой зоны), но параллельно ему и совпадает с осью Кенийского рифта. Следует отметить, что Эфиопский рифт смещен к юго-восточному крылу соответствующего свода, в то время как Кенийский рифт проходит по оси свода. Намечается, таким образом, более четкая связь вулканической зоны и сводов, чем сводов и рифтов.

3. Траектория дрифта в общем дугообразна, но характеризуется довольно резким переломом (поворот на 30—33°) в точке В. Начальный период характеризуется перемещением по азимуту СВ 55—58°. После прохождения точки В направление дрифта становится 25°СВ, а затем

плавно изменяется почти до меридионального. Возможно, что эта плавность кажущаяся, происходящая из-за отсутствия фиксированных точек между В и Г, т. е. между началом олигоцена и верхним миоценом.

4. Общая протяженность кривой 1760 км. Средняя скорость дрифта за этот период составляет 2,2 см/год. Однако, как видно из таблицы, движение осуществлялось крайне неравномерно.

Так, весьма быстрое движение в период 80—70 млн. лет (АБ) сменилось очень медленными перемещениями в эоцене в эпоху 70—35 млн. лет. Это подтверждается и тем, что области распространения палеоценовых и эоценовых вулканитов совпадают. Новое мощное убыстрение последовало после эпохи 35 млн. лет.

Отрезок	Геологическое время	Абсол. время, млн. лет	Длина отрезка, км	Скорость перемеще- ния, смігод
АБ	Поздний мел (кампан?)— конец мела	8069	285	2,6
БВ ВГ ГД	Начало палеоцена — олигоцен Олигоцен — поздний миоцен Поздний миоцен — современная эпоха	69—35 35—13,5 13,5—0 •	215 1035 325	0,89 4,8 2,4

Скорее всего скорости в олигоцене были даже выше, чем вычисленные, а затем существенно снизились в период нижнего—среднего миоцена. Это время отвечает относительно спокойному развитию как в рифтовых зонах (Красное море), так и в Альпийском складчатом поясе после мощной эпохи рифтогенеза и соответственно складчатости в олигоцене. Если бы удалось определить положение проекции торячей точки в нижнем миоцене, оно оказалось бы скорее всего вблизи точки Г.

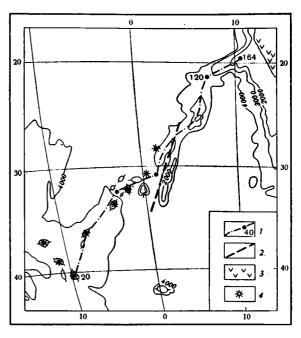
Надежность полученных выводов была бы намного больше (ведь вся схема построена на предположении), если бы удалось проверить их каким-то независимым способом. Намечаются два пути проверки.

- 1. Резкое изменение траектории дрифта (поворот на 30—33° против часовой стрелки) происходит в точке В, т. е. в олигоцене. Другими методами (анализ направления трансформных разломов, история развития) мы установили, что изменение траектории относительного перемещения Аравии и также с поворотом на 35° против часовой стрелки произошло в конце эоцена — начале олигоцена, около 40—35 млн. лет тому назад (Казьмин, 1974). Важно также, что направления относительного перемещения Аравии до и после олигоцена отвечают 60 и 25°, т. е. совпадают с направлением движения Африки в соответствующие эпохи. Правда, в случае с Аравией речь идет об относительных (по отношению к Африке). а не об абсолютных перемещениях. Однако, учитывая, что полное разделение Африканской и Аравийской плит произошло лишь в плиоцене, можно предполагать, что относительные смещения достаточно близко отражали характер общего движения обеих плит. Становится ясным, что построенная кривая надежно отражает пространственно-временные особенности дрифта.
- 2. Точка Г прошла над мантийной струей 13,5—11 млн. лет тому назад. Масштаб перемещения в последующее время составил 325 км (расстояние ГД). Близкая величина смещения (310 км) наблюдается по разлому Оуэн (см. рис. 2). Смещенным оказывается продолжение Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта, носящее название хребта Шеба. Древнейшая полосовая магнитная аномалия хребта Шебы (№ 5) имеет возраст примерно 10 млн. лет, и, следовательно, формирование хребта началось в это время, а смещение по сдвигу Оуэн произошло в период 10—0 млн. лет. То, что по разлому Оуэн и другим связанным с ним разломам происходит сдвиговое перемещение Афро-Аравии

по отношению к Индийскому океану, вытекает из анализа тектоники последнего и не рассматривается в настоящей работе. Важно лишь отметить, что величина и направление перемещения Африканской плиты за эпоху с верхнего миоцена оказываются очень близкими к полученным «методом горячей точки».

Теперь вернемся к другому предполагаемому следу горячей точки на Африканской плите — хребту Китовый и смежным возвышенностям (Burke, Wilson, 1972). Рельеф этой части юго-восточной Атлантики представлен на рис. 3. Если наметить ось подводных возвышенностей от о. Гоф к материку, то получим линию, которая в случае правильности посылки должна представлять траекторию движения Африканской пли-

Рис. 3. Возможная траектория дрифта Африканской плиты по возвышенностям юго-восточной части Атлантического океана (о. Гоф — хребет Китовый): 1 — траектория дрифта (цифрами обозначено время прохождения над мантийной струей, в млн. лет); 2 — линия предполагаемого разлома; 3 — наземные трапповые излияния; 4 — подводные вулканы



ты. Северо-восточный конец траектории подходит к области развития базальтов Каоко на Африканском берегу.

Если соединить Южную Америку и Африку согласно схеме Смита и Хелама (Smiht, Hallam, 1971), осуществленной с помощью компьютера, то поля траппов Параны и Каоко совпадут, образовав единый ареал. В пределах этого ареала базальтовые излияния начались примерно 150 млн. лет тому назад (Scrutton, 1973), а максимальная вулканическая активность фиксируется в период 130—120 млн. лет. Рассматривая данный ареал как проекцию мантийной струи, мы можем датировать время ее образования 150 млн. лет. К этому времени, по-видимому, следует отнести начало раскрытия рифта и начало формирования следа горячей точки. Возможно, что время начала рифтогенеза следует отнести к несколько более ранней эпохе (160 млн. лет), поскольку близ побережья в юго-западной Африке известны щелочные комплексы с максимальным возрастом 164 млн. лет (Kröner, 1973).

Юго-восточный конец траектории — район островов Гоф, Тристанда-Кунья может представлять современную проекцию горячей точки. Возможна и другая интерпретация. Острова Гоф, Тристан-да-Кунья располагаются вдоль магнитной аномалии № 6, имеющей возраст 20 млн. лет (Burke, Wilson, 1972). Если соответствующая мантийная струя находилась на оси Срединно-Атлантического хребта (а это так, по мнению С. А. Ушакова, 1974), то время образования интересующих нас вулкани-

ческих островов — нижний миоцен, что подтверждается возрастом древ-

нейших вулканических пород.

Если попытаться совместить кривую Китового хребта и кривую вулканической зоны Восточного рифта, наметится их определенное совпадение (рис. 4). Хорошо совпадают субширотный отрезок и точки перегибов в его начале и конце (70—80 и 35 млн. лет по данным для Восточного рифта). Совпадает и общее направление последующего дрифта (в олигоцене), хотя здесь намечается некоторое расхождение траекторий. Последнее естественно, если принять во внимание внутреннюю деформацию плиты при движении и неточность самих построений. Интересно, что точка 20 млн. лет оказывается примерно в предсказанной выше позиции, т. е. вблизи точки 13,5 млн. лет. Это подтверждает установленное по геологическим данным замедление движения в нижнем и среднем миоцене.

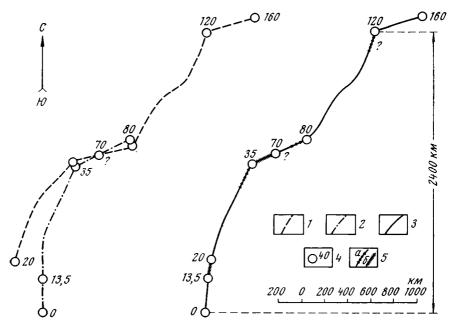


Рис. 4. Совмещенные кривые дрифта Африканской плиты: 1 — по вулканической зоне Восточного рифта (Эфиопский и Кенийский рифты); 2 — по хребту Китовый; 3 — обобщенная кривая дрифта; 4 — время прохождения данной точки над мантийной струей, в млн. лет; 5 — резкие изменения скорости дрифта: a — ускорения, b — замедления

Хорошее совпадение синхронных участков траектории позволяет рассматривать отрезок 80—160 млн. лет (полученный только по Китовому хребту) как весьма вероятную траекторию дрифта Африки в юре и мелу. Точка резкого перелома от субширотного к северо-восточному отрезку траектории в северо-восточной части кривой отвечает, скорее всего, моменту 120 млн. лет — наиболее важному в развитии рифта Южной Атлантики. К этому моменту относится начало проникновения океана в зону между Африкой и Южной Америкой. Интересно, что по палеомагнитным данным в период с 210 по 110 млн. лет Африка сохраняла стабильное по широте положение, а перемещение к северу началось с момента 110 млн. лет (Girdler, 1969). Таким образом, намечается хорошая корреляция отрезка кривой 80—160 млн. лет с палеомагнитными данными. Следует отметить, что изменение траектории дрифта с широтной на северо-восточную или северную отмечается 100—120 млн. лет тому назад не только для Африки, но и для Индии (Weevers et al., 1971).

Судя по полученной кривой, меридиональное смещение Африки с момента 120 млн. лет составило 2400—2500 км (проекция кривой на ось ординат). То же смещение по палеомагнитным данным (Girdler, 1969) составляет для точки, соответствующей г. Найроби, примерно 2100 км (перемещение с 20° ю. ш. до 1,3° с. ш.). Расхождение в 300—400 км (2—2,5° широты) является незначительным и скорее всего зависит от неточности определения палеошироты.

Судя по полученной сводной кривой (см. рис. 4), за 160 млн. лет траектория дрифта Африки дважды менялась от субширотной (60—70°) до север-северо-восточной. Выделяются, таким образом, четыре эпохи дрифта продолжительностью приблизительно 40—45 млн. лет. В начале каждой эпохи наряду с изменением траектории происходило резкое ускорение темпа движения (это установлено, по крайней мере, для двух последних 40-миллионных эпох).

В течение «субмеридиональных» эпох скорости движения и общие величины перемещения были значительно большими, чем в периоды субширотного дрифта. Во всех точках перелома наблюдается изменение траектории дрифта приблизительно на 50° по или против часовой стрелки.

Эпохи изменения направления и скорости дрифта коррелируются с эпохами развития сопряженных рифтовых и складчатых зон. Так, эпохи 80—70 и 40—30 млн. лет являются наиболее мощными эпохами сжатия в Альпийских сооружениях Средиземноморья и Ближнего Востока. Одновременно в эти же эпохи происходило образование новых и ускорение раскрытия существующих рифтов (Красное море, Аденский залив, Атлантика). Периоды замедления движения (ранний — средний эоцен, ранний — средний миоцен) соответствуют эпохам снижения тектонической активности как в рифтовых зонах, так и в складчатом обрамлении. Таким образом, выявленный непрерывно-прерывистый характер движения плиты увязывается с импульсным характером тектогенеза.

Совпадение двух кривых между собой и проверка их надежности независимыми геологическими данными убеждают в реальности основной посылки — существовании горячих точек в мантии, скорее всего отвечающих столбам или струям восходящих конвекционных потоков ².

Следует оговориться, что из категории мантийных струй следует сразу же исключить многочисленные «горячие точки», выраженные нелинейными ареалами вулканизма и изометрическими поднятиями. Такие структуры (их насчитывают уже несколько десятков) сохраняют устойчивое положение на поверхности движущейся плиты, и следовательно, не являются отражением фиксированного восходящего потока в мантии. Их образование следует связывать со значительно менее глубинными источниками, расположенными в астеносфере или подошве литосферы, иными словами, с крупными магматическими очагами. В Африке к таким структурам следует относить «горячие точки» в Ахатгаре, Тибести и ряде других мест.

Установив характер и скорость перемещения Африканской плиты, рассмотрим некоторые вытекающие из этого следствия.

1. Поскольку выяснено, что перемещение Аравии и Африки происходит в одинаковом направлении, раскрытие Красноморского и Аденского рифтов может быть связано только с разностью скоростей плит. При средних скоростях раскрытия обоих рифтов в плиоцен-четвертичное время 2—2,3 см/год (для каждого крыла рифтов установлены скорости расширения 1—1,14 см/год — Allan, 1970; Laughton et al., 1970) и средней

² В нашей литературе существует неправильный термин «мантийные перья», возникший из-за неправильного перевода английского «mantle plume». Последнее означает буквально «мантийный плюмаж», но имеется в виду не сходство с украшением на шляпе, а с плюмажем дыма, имеющим ту же форму, что и описанные Морганом мантийные восходящие струи.

скорости дрифта Африки за этот же период 2,4 см/год современная скорость движения Аравии должна быть не менее 4,4-4,7 см/год.

2. «Столкновение» Аравии и Евразии с задвиганием Таврско-Загросского океанического бассейна началось в конце мела (примерно 70 млн. лет тому назад), когда образовался меланж офиолитов на южной окраине Восточного Тавра и в зоне Главного Загросского шва. После этого Африка переместилась к северу и северо-востоку по крайней мере на 1400—1500 км, а Аравия — на 1500—1700 км. Как же осуществлялось перемещение? Масштаб поддвига Аравии под массив Центрального Ирана невелик. Лишь в плиоцен-четвертичное время начался связанный с этим поддвигом срыв осадочного чехла платформы и смятие его в систему гармоничных складок (складки Загроса). Масштабы поддвига вряд ли превосходят намного величину горизонтального сокращения чехла в складках Загроса, равную примерно 50—100 км.

Следовательно, главная часть перемещения Афро-Аравии (при условии, что Евразия не отодвигалась на север) должна была компенсироваться сжатием и сокращением поверхности в Альпийском поясе. При современной ширине последнего в Иране и Восточной Турции 600-800 км первоначальная ширина должна была бы быть не менее 1800— 2200 км, а степень сжатия примерно трехкратной. Судя по профилям хорошо изученных частей Альпийского пояса, таких как Альпы или Динариды, подобное сокращение поверхности вполне возможно.

3. Из приведенных построений с неизбежностью следует, что рифтовые зоны (во всяком случае некоторые) также перемещаются, как и плиты. Так обстоит дело с Красным морем и Аденским заливом, раскрытие которых происходит между двумя плитами, движущимися в одном направлении. Поскольку Красное море и Аденский залив представляют собой раннюю стадию развития океанов, не исключено, что и некоторые рифтовые зоны в последних также подвижны. Анализ движений литосферных плит уже давно приводил исследователей к подобной возможности (Кнопов, 1972).

Литература

- В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, А. В. Горячев, В. В. Добровольский, А. П. Капица, Н. А. Логачев, Е. Е. Милановский, А. И. Поляков, Л. Н. Рыкунов, В. В. Седов. Восточно-Африканская рифтовая система, т. I, II. М., «Наука», 1974.
- Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов).— Геотектоника, 1974, № 6.
- Казьмин В. Г. Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3.
- Кнопов Л. Дрейф материков и конвекция. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Милановский Е. Е. Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития. XXIV сес. Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Пробл. «Тектоника». М., «Наука», 1972.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. Тр. ГИН АН СССР.
- «Наука», 1963, вып. 80. Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 1. Строение и развитие Земли. Сер. «Итоги науки и техники». М., ВИНИТИ, 1974.
- Allan T. D. Magnetic and gravity fields over the Red Sea .- Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Almond D. C. Structure and metamorphism of the basement complex of North-East Uganda.— Overseas Geol. and Mineral Res., 1969, v. 10, No. 2.
- Baker B. H. The structure pattern of the Afro-Arabian rift system in relation to plate
- tectonics.— Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, v. 267, No. 1181.

 Brown G. F. and Coleman R. G. Tectonic framework of the Arabian Peninsula. XXIV, Internat. Geol. Congr., 1972, Sec. 3, Tectonics.

 Burke K., Wilson J. T. Is the African Plate stationary?— Nature, Phys. Sc., 1972, v. 239,
- p. 387.
- Coleman R. G. Geologic background of the Red Sea. In: The Geology of continental mar-
- gins. Ed. A. Burk, G. L. Drake. Springer-Verlag, N. Y., 1974.

 Freund R., Garfunkel Z., Zak J., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea rift.—Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, v. 267, No. 1181.

- Geukens F. Geology of the Arabian Peninsula. Yemen U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1966, 560 F
- Girdler G. W. The Red Sea a geophysical background.—In: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Ed. E. T. Degens, D. A. Ross. Springer-Verlag, N. Y., 1969.
- Grasty R., Miller J. A., Mohr P. A. Preliminary results of Potassium-Argon age determinations on some Ethiopian Trap series basalts.—Bull. Geophys. Observ. Addis Ababa, 1963, No. 6.
- Harper C. T., Weintraub G. S., Leggo P. J., Shackleton R. M. Potassium-Argon retention ages from the Basement Complex and associated Precambrian metasedimentary rocks of Uganda.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 11, p. 3449—3456.
- Johnes P. W., Rex D. C. New dates from the Ethiopian plateau volcanics.—Nature, 1974, v. 252, No. 5480.
- Kazmin V. Geological map of Ethiopia. 1:2000000, 1973.
- Kröner A. Comments on «Is the African Plate Stationary»? Nature, 1973, v. 243, No. 5401.
- Laughton A. S., Whitmarsh R. B. and Jones M. T. The evolution of the Gulf of Aden.—Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Le Pichon X., Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 12.
- Lewitte D., Columba J., Mohr P. Reconnaissance geology of the Amaro Horst, Southern Ethiopian Rift.—Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, No. 3.
- Lowell J. D. and Genik C. J. Sea floor spreading and structural evolution of Southern Red Sea. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1972, v. 56, No. 2.
- McKenzie D. P., Davies D., Molnar P. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa.— Nature, 1970, v. 226, p. 243—248. Merla G., Abbate E., Canuti P., Sagri M., Tacconi P. Geological map of Ethiopia and So-
- malia, 1:2000000, 1973.
- Mohr P. A. Ethiopian Rift System.— Bull. Geophys. Observ. Addis Ababa, 1967, No. 11. Mohr P. A. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa.—Nature, 1970, v. 228, p. 547— 548.
- Mohr P. A. Structural geology of the African rift system: summary of new data from ERTS-1 imagery. Center for Astrophysics. Preprint Ser., 1973, No. 41.
- Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1972, v. 56, No. 2
- Scrutton R. A. The age relationship of igneous activity and continental break-up.— Geol. Mag., 1973, v. 110, No. 3.
- Searle R., Gouin P. A gravity survey in the Ethiopian Rift.—Tectonophysics, 1972, v. 15, No. 112.
- Smith A. G., Hallam A. The fit of the Southern Continents.—Nature, 1970, v. 225, p. 139—
- Tarling D. H. Palaeomagnetism and the origin of the Red Sea and the Gulf of Aden.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, 1970, v. 267, No. 1181.

 Veevers J. J., Johnes J. G., Talent J. A. Indo-Australian stratigraphy and the configuration
- and dispersal of Gondwanaland.—Nature, 1971, v. 229, p. 383—388.
- Wilson J. T. Evidence from islands on the spreading of ocean floors.—Nature, 1963, v. 197, No. 4867.
- Wohlenberg J., Bhatt N. V. Report on airmagnetic surveys of two areas in the Kenya Rift Valley.— Tectonophysics, 1972, v. 16, No. 1—2.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила 24 февраля 1975 г. **№** 6

УДК 551.24:551.21

В. В. ВОЛКОВ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Обобщение данных о распространении нижнепалеозойских вулканогенных пород поэволило установить существование системы планетарных вулканических поясов. Раннепалеозойские вулканические пояса имеют огромную протяженность при небольшой ширине. Они локализованы в пределах линейных седиментационных прогибов, которые имеют сложный и сильно расчлененный рельеф. Вулканические пояса трассируют зоны древних глубинных разломов и расположены вдоль границ нижнепалеозойских континентов (Северо-Американские, Северо-Европейский, Австралийский) или в межконтинентальных областях (Центрально-Азиатские).

В истории вулканизма Земли нижнепалеозойская эра выделяется в качестве самостоятельного этапа, имеющего определенную специфику проявления и развития вулканических процессов. Своеобразие нижнепалеозойского вулканизма в полной мере может быть выявлено в сравнении с вулканизмом других эпох, что будет способствовать раскрытию основных тенденций эволюции вулканизма в истории Земли и его роли в формировании литосферы.

Проблема эта имеет много аспектов, в числе которых следует отметить выявление планетарных закономерностей площадного и структурного положения вулканизма, на что указывали в своих выступлениях на Первом Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме А. Л. Яншин, В. И. Смирнов и И. В. Лучицкий (Эволюция вулканизма..., 1974).

Ниже дается краткий порегионный обзор нижнепалеозойского вулканизма с целью выявления общих закономерностей пространственного и структурного его размещения (рисунок).

Следы древнего нижнепалеозойского вулканизма в виде вулканогенных пород в разрезах осадочных отложений установлены в отдельных районах Северной Америки, Западной Европы, на Урале, в центральной части Азии, а также в Австралии и Новой Зеландии.

В Северной Америке нижнепалеозойские вулканогенные породы установлены в Аппалачском и Кордильерском регионах. Наиболее полные сведения имеются по канадской части Аппалачей, а также в Ньюфаундленде, где в разрезах морских отложений установлен ряд формаций с преобладанием базальтоидных пород (Geology and economic minerals..., 1970). Вулканические зоны различного возраста имеют в плане вид вытянутых вдоль края Канадского континента прерывистых линейных дуг. уходящих на юго-запад на территорию Соединенных Штатов, где обстановка в связи с высоким метаморфизмом пород менее ясная, но, по-видимому, существенно не меняется (Cady, 1960; Fritts, 1962; Reed, 1964). В целом же Аппалачский регион представляет собой глубокий седиментационный прогиб с резко расчлененным рельефом. Подавляющая часть вулканогенных пород отвечает по возрасту нижнему и среднему ордовику; редки вулканиты среднего — верхнего кембрия, верхнего ордовика и силура.

В Кордильерском регионе проявления вулканизма приурочены к крупному седиментационному прогибу, обрамляющему с запада Канад-

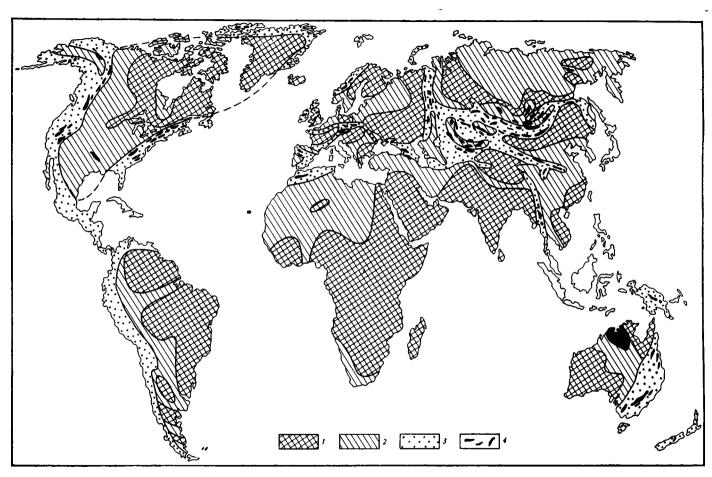


Схема распространения нижнепалеозойского вулканизма; 1-3 — палеогеографическая обстановка: 1 — суша, 2 — эпиконтинентальные моря, временами осушаемые, 3 — морские прогибы, 4 — установленные проявления вулканизма

ский континент, частично занятый шельфовым мелким морем (Geology and economic minerals..., 1970; Brabb, 1957; Gabrielse, 1963; Gilluly, Gates, 1965; Roberts, 1964). Правда, вулканогенные породы установлены лишь вдоль восточного края Кордильер, где ослабевает степень метаморфизма пород, а западнее нет сведений о нижнепалеозойской стратиграфии. Возможно, что установленные проявления являются лишь западной частью более широкой вулканической области, совпадающей в целом с современными Кордильерами и уходящей в Аляску. Выявленные вулканические зоны здесь, так же как и в Аппалачах, имеют вид линейных дуг, ориентированных вдоль генерального простирания прогиба. Основные объемы вулканогенных пород отвечают по возрасту среднему ордовику, а в отдельных случаях нижнему кембрию и представлены андезито-базальтовыми сериями.

Ордовикские вулканогенные породы риолит-андезито-базальтовой серии установлены на севере о. Элсмира Канадского арктического архипелага (Trettin, 1969), представляя, возможно, только южную периферическую часть вулканической зоны, приуроченной к крупному прогибу, простирающемуся вдоль северной границы Канадско-Гренландского континента.

Таким образом, в Северной Америке все вулканические проявления нижнего палеозоя расположены в морских седиментационных прогибах со сложным подводным рельефом, опоясывающих со всех сторон Канадско-Гренландский континент; проявления вулканизма на площади континента отсутствует, насколько можно судить по разрезам маломощных платформенных отложений.

В Западной Европе интенсивный ордовикский вулканизм проявился на площади древнего седиментационного прогиба, проходящего по территории Норвегии и Британских островов. Наиболее мощные вулканогенные серии широко дифференцированных пород от базальтов до риолитов приурочены, по-видимому, к осевой части прогиба, включающего районы Трондхейма Норвегии (Holtedahl, 1960), Южной Шотландии, Уэльса, Ирландии (Беннисон, Райт, 1972; Craig, 1965; George, 1970; Smith, George, 1961; Dewey, 1963).

На территории материковой части Западной Европы вулканизм приурочен также главным образом к седиментационным прогибам линейной в плане формы, разобщающим континентальные массивы — Армориканский, Центральный, Брабантский, Богемский, Сербо-Македонский, Радопский — один от другого и от западного края Восточно-Европейского континента. Возрастной диапазон вулканических излияний здесь охватывает весь нижний палеозой, но в каждом отдельном районе продолжительность вулканизма невелика. Наибольшей активностью отличается вулканизм нижнего и среднего ордовика, запечатленный мощными базальтоидными сериями в районах Центральной и Северо-Западной Богемии (Svoboda, 1966), Рудных Гор (Grundriss..., 1968), Северо-Западной Франции (Павловский, 1960), Балкан (Иванов, 1970; Дмитриевич, Чирич, 1966). Интенсивность вулканических извержений в другие интервалы времени значительно уступала ранне-среднеордовикскому. Проявления кембрийского вулканизма установлены в Судетах (Geology of Poland, 1970) и Балканах (Иванов, 1970) в виде толщ метабазальтов, а также в краевой части Богемского континентального массива, где известна наземная риолитовая серия (Svoboda, 1966). Весьма ограничен в своем распространении силурийский вулканизм: в Центрально-Иберийской зоне (Богданов, 1971) и зоне Баррандов в Богемии (Svoboda, 1966) известны прослои различных по составу вулканогенных пород.

В Уральском прогибе излияния базальтовых лав второй половины ордовика дали начало длительной и сложной истории палеозойского вулканизма (Геология СССР, т. 12), в течение которой были сформированы мощные спилито-кератофировые серии. Более древние вулканические

проявления Урала известны лишь в отдельных пунктах и представлены прослоями вулканогенных пород среди нижнекембрийских отложений, отвечающих последним актам рифейского вулканизма.

Самый мощный нижнепалеозойский вулканизм имел место на обширной территории центральных областей Азии. В палеотектоническом отношении эта территория представляла сложную мозаику различных седиментационных прогибов, сочетающихся с подводными поднятиями. континентальными массивами и цепями островов. Вся эта территория в целом, протягивающаяся от западных районов Центрального Казахстана и Тянь-Шаня — на западе, до Северо-Западного Китая и Советского Приморья — на востоке, включая Алтай, Саяны, Монголию и Забайкалье, разделяет древние континенты — Сибирский, Северо- и Южно-Китайский, Таримский, Тибетский и Индийский. История нижнепалеозойского вулканизма этой территории чрезвычайно сложна и отличается исключительным многообразием форм вулканических проявлений, разнообразием состава вулканических серий, тектонической структуры вулканических зон и временем извержения. Однако по составу все вулканические толщи относятся к нормальным щелочноземельным сериям и представлены недифференцированными базальтоидными, дифференцированными риолит-андезито-базальтовыми или контрастными риолит-базальтовыми ассоциациями (Волков, 1974). Хотя во многих случаях роль кислых пород и увеличивается со временем, но основное значение в петрографическом разнообразии связано с латеральной изменчивостью вулканогенных серий. В этой связи отмечается корреляция состава вулканизма и тектонической структуры вулканических зон на примере Алтае-Саянского региона (Кембрийская тектоника..., 1970) и в общем случае связь кислого вулканизма с геоантиклинальными поднятиями.

Указанные выше регионы Центральной Азии не имеют эначимых различий в отношении состава и структуры вулканических зон, хотя в каждом из них наблюдается большая латеральная изменчивость вулканизма. Региональные различия связаны в основном со временем и продолжительностью вулканической деятельности. Наиболее широко проявился вулканизм в нижнем кембрии. Вулканогенные породы этого возраста в основном в виде базальтовых серий установлены в Восточном Казахстане (Борукаев, Ляпичев, 1967; Боровиков, Борсук, 1961), Северном Тянь-Шане (Королев, 1960), на юге Западной Сибири (Волков, 1974; Моссаковский, 1963; Зоненшайн, 1963 и др.), Северной Монголии (Геология МНР, 1973), Китае (Основы тектоники Китая, 1962). Интенсивность вулканических извержений в среднем — позднем кембрии значительно снижается, а местами затухает совсем. Новое оживление вулканической активности наблюдается в раннем — среднем ордовике. Ордовикский вулканизм в целом сильно уступает кембрийскому в площадном распространении и мощности вулканогенных накоплений. Наиболее мощные извержения в ордовике локализованы в пределах дугообразной полосы. протягивающейся с юго-востока от Южной Монголии до Восточного Казахстана на северо-западе. В стороне от этой полосы ордовикские вулканогенные проявления носят локальный характер. Так, например, проявления ордовикского вулканизма в Алтае-Саянском регионе отмечаются лишь в редких пространственно разобщенных пунктах, приуроченных к некоторым приразломным прогибам. Главная же полоса ордовикского вулканизма, по-видимому, соответствует осевой зоне седиментационного бассейна, отличающейся высокой подвижностью и некомпенсированным характером осадконакопления. Вероятно существование и другой полосы интенсивного ордовикского вулканизма, расположенной кулисообразно по отношению к первой в виде дуги, проходящей вдоль Кокчетавского массива Казахстана к Южному Уралу. В этой второй полосе оживление вулканической активности падает на вторую половину ордовика, что является близким к появлению ордовикского вулканизма на Урале.

Силурийский вулканизм Центральной Азии в основном наследует общий план размещения ордовикского вулканизма, значительно уступая ему в мощности накоплений и площади распространения.

Область интенсивного нижнепалеозойского вулканизма выделяется также в Австралии и Новой Зеландии (Браун и др., 1970). Особенно мощные накопления приурочены к седиментационному прогибу на востоке Австралии и о. Тасмания, а также в Новой Зеландии и Новой Гвинее. Здесь выделяются локальные вулканические зоны различного возраста. Шире других проявился нижнекембрийский вулканизм, сформировавший базальтоидные серии во всех указанных районах. Ордовикский исилурийский вулканизм локализовался в зонах, последовательно смещающихся к востоку от кембрийской вулканической зоны. В более молодых зонах наблюдается большая латеральная изменчивость состава вулканических серий от андезито-базальтовой до риолитовой. Кроме указанных зон вулканические проявления установлены также на северозападе Австралии, где в разрезе платформенных отложений плато Антрим известны нижнекембрийские базальты.

Проведенный краткий обзор позволяет отметить некоторые общие особенности пространственного размещения нижнепалеозойского вулканизма. Подавляющая масса всех установленных проявлений древнего вулканизма сконцентрирована на площади узких седиментационных прогибов и образует вытянутые вдоль континентального края вулканические пояса, имеющие большую протяженность при относительно небольшой ширине. Таковы Северо-Американские пояса, которые по существу полностью оконтуривают древний Канадско-Гренландский континент, таковы Северо-Европейский и Австрало-Меланезийский пояса. В других случаях линейные вулканические пояса разграничивают древние континенты или крупные континентальные массивы, как, например, Западно-Европейские. Такова по существу обстановка и в центральных районах Азии, где выделяются несколько сближенных и кулисообразно расположенных линейных вулканических дуг, разобщающих древние континенты Азии.

Несомненно, что выявленные вулканические пояса представляют собой зоны крупных глубинных разломов планетарного масштаба, продолжение которых за границами современных континентов не представляется возможным восстановить. Эти протяженные вулканические пояса являются средоточием всех активных процессов преобразования структуры земной коры — контрастных тектонических движений, седиментации, складкообразования и магматизма. Обширные площади древнепалеозойских континентов, очертания которых в силу известной неполноты геологических данных устанавливаются лишь фрагментарно, напротив, являются стабильными блоками земной коры и почти полностью лишены вулканических проявлений этого времени.

Рассматривая размещение вулканизма в каждом из перечисленных регионов, неизменно устанавливается перемещение вулканических центров со временем. Вулканические извержения в регионах локализованы в сравнительно небольших по площади зонах, расположение которых изменчиво. Продолжительность вулканических излияний в каждой из вулканических зон, как правило, невелика и исчисляется одним или несколькими веками, а более молодые зоны занимают уже иное положение по отношению к древним и имеют при этом иную площадную конфигурацию, иной план заложения и иную палеотектоническую структуру. Общего для всех регионов направления митрации вулканических зон не удается отметить; в ряде случаев наблюдается последовательное смещение более молодых вулканических зон в направлении осевой части седиментационных прогибов или в сторону от континентов. Вместе с тем наблюдаемая латеральная миграция вулканических зон ограничена территорией планетарных вулканических поясов, общий план которых при

всей изменчивости региональных вулканических центров остается неизменным в течение всего нижнего палеозоя.

Литература

Беннисон Д., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972. Богданов А. А. Некоторые особенности строения палеозоид Иберийского полуострова (Испания и Португалия).— Вестн. МГУ. Геология, 1971, № 5. Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казах-

стана. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1961, вып. 41.

Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. История развития геосинклиналей Восточного Казакстана в рифее и нижнем палеозое. В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., «Наука», 1967.

Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии.

М., «Мир», 1970.

Волков В. В. Нижнепалеозойские вулканогенные формации Южной Сибири, Монголии и Казахстана.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1974, вып. 75.

Геология Монгольской Народной Республики, т. І. Стратиграфия. М., «Недра», 1973. Геология СССР, т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области,

часть 1. Геологическое описание, кн. 1. М., «Недра», 1969.

Дмитриевич М. Д., Чирич Б. М. Тектоническое строение Сербо-Македонского массива.— Геотектоника, 1966, № 5.

Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Иванов Ж. Относно съществуването и особеностите на каледонского гънкообразуване в Стара планина и част от Юго-Западна България. -- Списание Бълг. геол. дружество, 1970, т. 31, № 2.

Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970.

Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11.

Эволюция вулканизма в истории Земли. Тр. Первого Всес. палеовулканол. симпозиума. М., 1974.

Brabb E. E. Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician Rocks of the East-Central Alas-

ka.—U. S. Geol. Surv. Prof. paper, 1967, 559-A.

Cady W. M. Stratigraphy and geotectonic relationships in northern Vermont and southern

Quebec.—Bull. Geol. Soc. America, v. 71, 1960, No. 5.

Craig G. Y. (ed.) The geology of Scotland. Oliver and Boyd. Edinburgh, 1965.

Dewey J. F. The Lower Paleozoic stratigraphy of central Murrisk, Co. Mayo, Ireland,

and the evolution of the south Mayo through.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, v. 119, p. 3.

Fritts C. E. Age and sequence of metasedimentary and metavolcanic formations Northwest of New Haven, Connecticut.—U. S. Geol. Surv. Prof. paper, 1962, 450-D. Gabrielse H. Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera.—Canad. J. Earth

Sci., 1967, v. 4.

Geology and economic minerals of Canada. — Geol. Surv. Canada. Economic geology. Report No. 1, Ottawa, 1970.

Geology of Poland. V. 1. Stratigraphy. Part I. Pre-Cambrian and Palaeozoic. Wyd. geologiczne, Warsaw, 1970.

George T. N. British Regional Geology. South Wales. 3-rd ed. H. M. S. O. London, 1970.

Gilluly I., Gates O. Tectonic and igneous geology of the Northern Shoshone Range, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Prof. paper, 1965, 465.

Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik. Bd I. Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. Akademie-Verlag, Berlin, 1968.

Holtedahl O. (ed.) Geology of Norway. Norg. Geol. Undersok., 1960. Reed J. C. Geology of the Linville Falls quadrangle, North Carolina.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1964, 1161-B.

Roberts R. J. Stratigraphy and structure of the Autler Peak quadrangle Humboldt and Lander Counties, Nevada.—U. S. Geol. Surv. Prof. paper, 1964, 459-A. Smith B., George T. N. British regional geology. North Wales. 3-rd ed., H. M. S. O. Lon-

don, 1961.

Svoboda I. et al. Regional geology of Czechoslovakia. Academia, Praha, 1966.

Trettin H. P. Early paleozoic evolution of the northern parts of Canadian Arctic Archipelago.—In: Arctic Geology, Amer. Assoc. Petroleum Geologist. memoir 19, 1973.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск Статья поступила 14 января 1975 г.

УДК 551 243.4 (447.8)

Б. Н. ЧАЛЫЙ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И РАЗВИТИЕ КАРПАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Рассматриваются строение и эволюция альпийских глубинных разломов Украинского Карпатского подвижного пояса. Для раннегеосинклинальной, среднегеосинклинальной, позднегеосинклинальной и заключительной стадий геосинклинального периода соответственно выделяются Внутрикарпатский, Внешнекарпатский, Предкарпатский и Краевой глубоководные желоба, которые последовательно сменяли друг друга во времени в северо-восточном направлении.

Изучению глубинного строения и тектоническому развитию Карпат с каждым годом уделяется все больше внимания. Значительную рольпри решении этого вопроса советские исследователи (Пейве, 1945; Шатский, 1948; Хаин, 1971; Суворов, 1973) отводят глубинным разломам. Выявление и изучение глубинных разломов в Карпатах, как и в других регионах, началось после выхода в свет работы А. В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях», положившей начало новому направлению в геотектонике. В своих работах А. В. Пейве (1945, 1956, 1967) обосновал и изложил основные положения учения о глубинных разломах, которыми и руководствуются исследователи при решении мно-

гих важных проблем теоретической и прикладной геологии.

В настоящее время в Украинских Карпатах с той или иной степенью достоверности выделяется от одного до семи глубинных разломов. Доказательства их существования приводятся в работах М. В. Муратова (1949), С. И. Субботина (1955), Е. М. Лазько и Д. П. Резвого (1962), В. И. Славина и В. Е. Хаина (1965), Б. М. Мерлича и С. М. Спитковской (1965), В. В. Глушко (1968), В. Б. Соллогуба (1970) и других исследователей. В. И. Славин и В. Е. Хаин (1965) различают в Советских Карпатах семь глубинных разломов: Береговский, Утесово-Мармарошский, Раховский, Центральнокарпатский, Внешнекарпатский, Предкарпатский и Краевой разломы Восточно-Европейской платформы. Описания этих разломов имеются в работах и других авторов, но часто они выступают под иными названиями. Так, Б. М. Мерлич и С. М. Спитковская (1965) Береговский разлом именуют Припаннонским, а Е. М. Лазько и Д. П. Резвой (1962) Утесово-Мармарошский разлом называют Закарпатским. У В. В. Глушко и других авторов Предкарпатскому разлому отвечает Сколевский, а Краевой разлом Восточно-Европейской платформы представлен Городокским, Калушским и Коломыйским разломами. Все эти разломы выделены по геологическим признакам и обнаружены геофизическими работами в пределах земной коры. Что же касается продолжения их в мантию, то этот вопрос остается открытым. В настоящей работе предпринята попытка воссоздать историю развития глубинных разломов и выявить положение их «корней» в мантии.

Имеющиеся в настоящее время данные по Карпатам (Муратов, 1949; Онческу, 1960; Будай и др., 1963; Вадас, 1964; Глушко, 1968; Ксеншкевич и др., 1968) свидетельствуют, что альпийские структуры этого региона представлены двумя основными группами — Паннонского срединного массива и Карпатского геосинклинального пояса. Структуры Паннонского массива характеризуются мозаично-блоковым строением и наблюдаются на нашей территории в виде узкой полосы (рис. 1), а структуры геосинклинального пояса имеют продольное зональное строение и слагают основную часть Украинских Карпат. Анализируя строение геосинклинального пояса, мы пришли к выводу, что его структуры по строению, условиям, месту и времени формирования следует подразделять на первичные и наложенные. Первичные структуры образовывались

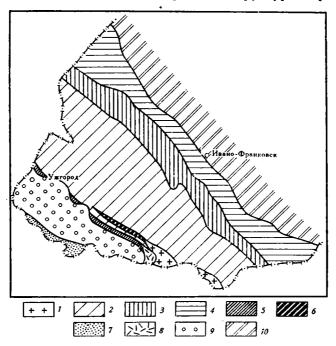


Рис. 1. Схема тектонического районирования Украинских Карпат.

1 — Мармарошский массив; 2 — Флишевые Карпаты; 3 — Предкарпатская единица; 4 — Краевая единица; 5 — Утесовая шовная зона; 6 — Мармарошская шовная зона; 7 — Паннонский срединный массив; 8 — флиш Марамурешского прогиба; 9 — молассы Закарпатского прогиба; 10 — Восточно-Европейская платформа

в геосинклинальных прогибах, и ими сложены Внутрикарпатский, Внешнекарпатский, Предкарпатский и Краевой структурные пояса, а наложенные структуры формировались во флишевых и молассовых прогибах, располагавшихся вдоль внутреннего края геосинклинального пояса.

Структуры Внутрикарпатского пояса на рассматриваемой территории представлены покровами Мармарошского массива, сложенными мезозойскими отложениями и породами кристаллического фундамента, и
триасово-юрскими образованиями, которые перекрыты флишевыми и молассовыми образованиями Закарпатья. Внешнекарпатский пояс здесь
представлен покровами Флишевых Карпат, сложенных мел-палеогеновым флишем; Предкарпатский пояс — покровами Предкарпатской единицы, сложенной преимущественно нижними молассами Внутренней
зоны Предкарпатского прогиба, а Краевой пояс — структурами платформенного типа Краевой единицы, которые сложены верхними молассами
Внешней зоны Предкарпатского прогиба.

Между структурами Внутрикарпатского и Внешнекарпатского поясов располагаются образования Утесовой и Мармарошской шовных зон

(Б. Н. Чалый, В. Н. Чалый, 1971). Обе шовные зоны характеризуются сложным покровно-чешуйчатым строением. Сложены они тремя структурными комплексами — нижним, средним и верхним. Нижний комплекс, как и структуры Внутрикарпатского пояса, представлен триасово-нижнемеловыми, преимущественно карбонатными отложениями. Средний комплекс сложен верхнемеловой переходной толщей пород, главным образом мергелями и аргиллитами пуховской и ярмутской свит, а верхний комплекс, как и Внешнекарпатский пояс, образован песчано-аргиллитовым палеогеновым флишем. Обе зоны в общих чертах имеют антиклинальное строение. Их краевые части сложены моноклинально залегающими слоями палеогенового флиша, который в средней части зоны как бы прорван сильно дислоцированными верхнемеловыми отложениями, содержащими утесы триасово-нижнемеловых известняков.

Наложенные структуры Украинских Карпат формировались в Марамурешском и Кричевском флишевых и Закарпатском молассовом прогибах. Эти прогибы характеризовались мелкоблоковым мозаичным строением, и накопившиеся в них отложения слагают структуры платформенного типа. Образования Марамурешского прогиба приурочены к внутреннему краю горной дуги Восточных Карпат. Сложены они верхнемеловым и палеогеновым флишем и залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на структурах Мармарошского массива. Отложения Кричевского прогиба находятся северо-западнее марамурешского флиша, располагаются они вдоль внутреннего края Центральных Карпат. Сложены они мел-палеогеновым флишем и трансгрессивно залегают на триасово-юрских образованиях Закарпатья. Образования Закарпатского прогиба располагаются между структурами Складчатых Карпат и Паннонского массива. Представлены они неогеновыми соленосно-вулканогенно-терригенными отложениями и трансгрессивно залегают на породах Кричевского и Марамурешского прогибов, Утесовой зоны и Флишевых Карпат.

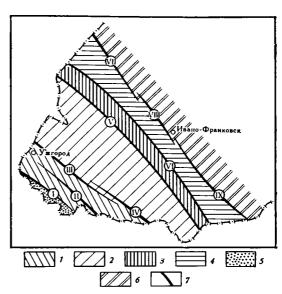
Геофизические данные свидетельствуют (Соллогуб, 1970), что земной коре Украинских Карпат также свойственно продольное зональное строение, совпадающее с северо-западной ориентировкой карпатских структурных поясов. Нижняя граница земной коры рассматриваемой территории представлена пятью нисходящими в северо-восточном направлении ступенями. Так, раздел Мохо крайней юго-западной ступени, отвечающей Паннонскому срединному массиву, находится на глубине 20—25 км; раздел Мохо второй ступени располагается под структурами Внутрикарпатского пояса и находится на глубине 26—30 км; раздел Мохо третьей ступени погружен на глубину 35—40 км и отвечает Внешнекарпатскому поясу; раздел Мохо четвертой ступени находится на глубине 55—60 км и соответствует Предкарпатскому поясу, а раздел Мохо крайней северозападной ступени расположен на глубине более 65 км и отвечает Краевому поясу.

Таким образом, каждой структурно-формационной единице — Паннонскому массиву, Внутрикарпатскому, Внешнекарпатскому, Предкарпатскому и Краевому поясам, которые различаются между собой фациальным и возрастным составом отложений, стилем складчато-разрывных нарушений и набором структурных форм, отвечают продольные блоки земной коры определенной мощности, т. е. земная кора Карпатской области в альпийский геосинклинальный период, очевидно, была расчленена глубинными разломами, контролировавшими осадконакопление и структурообразование в этих структурно-формационных единицах. Внутрикарпатский (эвгеосинклинальный) прогиб от Паннонского массива, вероятно, отделялся Береговским и Вышковским разломами (рис. 2), а с Внешнекарпатским (миогеосинклинальным) прогибом его граница проходила по Перепиенинскому и Мармарошскому разломам. В свою очередь Внешнекарпатский и Предкарпатский прогибы разделялись

Внешнекарпатским разломом, между Предкарпатским и Краевым прогибами проходил Предкарпатский разлом, а Краевой прогиб отделялся от Восточно-Европейской платформы Городокским, Калушским и Коломыйским разломами.

Наибольшим вниманием среди перечисленных разломов у исследователей пользуется Перепиенинский. Существование этого разлома зафиксировано в осадочном слое в виде образований Утесовой шовной зоны, которая и трассирует его очертания на поверхности Земли. Сама зона прослеживается в Западных и Центральных Карпатах в виде узкой (2—20 км) дугообразной полосы длиной более 550 км, протягивающейся субпараллельно внешнему краю Карпатской дуги. В Западных Карпатах по ней проходит граница между высокогорной и горной областями, а в

Рис. 2. Палеотектоническая схема Украинских Карпат. 1 — Внутрикарпатский (эвгеосинклинальный) прогиб; 2 — Внешнекарпатский (миогеосинклинальный) прогиб; 3 — Предкарпатский прогиб; 4 — Краевой прогиб; 5 — Паннонский срединный массив; 6 — Восточно-Европейская форма; 7 — разломы: I — Береговский, II — Вышковский, III — Перепиенинский, IV — Мармарош-V — Внешнекарпатский, VI — Предкарпатский, **VII — Го**родокский, VIII — Қалушский, IX — Коломыйский



Центральных Карпатах она приурочена к внутреннему краю горной дуги. Стратиграфический разрез Утесовой зоны свидетельствует, что ее территория в триасе — мелу являлась внешним краем Внутрикарпатского геосинклинального прогиба, а в палеогене — внутренним краем Внешнекарпатского прогиба. Кроме того, этот разлом также определял положение северо-восточной границы Кричевского флишевого и Закарпатского молассового наложенных прогибов и к нему были приурочены очаги андезито-базальтового вулканизма, обусловившие формирование верхнеплиоценовых эффузивов Выгорлатской гряды, т. е. разлом существовал в триасе — неогене и разделял крупные блоки земной коры с различными тектоническими режимами. На нашей территории он протягивался от советско-чехословацкой границы до долины Тересвы и был представлен юго-восточным окончанием, а основная часть располагалась на территории Словакии и Польши.

Мармарошский разлом располагался кулисообразно по отношению к Перепиенинскому и являлся как бы его юго-восточным продолжением (Б. Н. Чалый, В. Н. Чалый, 1971). В Центральных Карпатах он обусловил формирование образований Мармарошской шовной зоны, которая прослеживается в виде узкой полосы (шириной до 3 км) между долинами Боржавы и Шопурки, а в Восточных Карпатах он трассируется линией надвига Мармарошского массива. На нашей территории располагалось северо-западное окончание разлома, а основная его часть приходилась на территорию Румынии. По нему, как и по Перепиенинскому разлому, в мезозое проходил внешний край Внутрикарпатского геосин-

клинального прогиба, а в палеогене — внутренний край Внешнекарпатского прогиба. Об этом свидетельствуют аналогичное строение Утесовой и Мармарошской зон, а также установленные резкие различия в развитии и строении Мармарошского массива и Флишевых Карпат. Наличие перед надвигом Мармарошского массива тектонических отторженцев, сложенных офиолитовыми породами юрского (?) — нижнемелового возраста (каменнопотокская свита), и присутствие в отложениях Мармарошской зоны маломощных тел зеленокаменных пород этого же возраста свидетельствует, что к этому разлому были приурочены очаги начального вулканизма. Следовательно, Мармарошский разлом, как и Перепиенинский, имел дугообразную форму, достигал в длину около 500 км и разделял крупные блоки земной коры с различными тектоническими режимами осадконакопления и структурообразования в триасово-палеогеновое время.

По Береговскому разлому в мезозое — кайнозое проходил северный край Паннонского срединного массива. В мезозое он отделял массив от Внутрикарпатского прогиба, в мел-палеогене — от Кричевского наложенного флишевого прогиба, а в неогене — от Закарпатского наложенного молассового прогиба. Основная часть этого разлома располагалась в пределах Чехословакии, а на нашей территории находилось только его юго-восточное окончание, которое на поверхности трассируется Береговским холмогорьем. В Западных Карпатах он приходится на границу Карпатской горной дуги с Паннонской низменностью. Кроме того, что он разделял крупные блоки земной коры с различными режимами осадконакопления и структурообразования, к нему также были приурочены очаги триасового и юрского офиолитового вулканизма, субсеквентного преимущественно кислого вулканизма и финального андезито-базальтового вулканизма. Этот разлом, как и Перепиенинский, к которому он располагался субпараллельно, характеризовался дугообразной формой и имел длину около 550 км. По геофизическим данным (Субботин, 1955; Хоменко, 1971), Береговский разлом на нашей территории выражен в фундаменте в виде гравитационной ступени Запсонь — Берегово.

Вышковский разлом располагался субпараллельно Мармарошскому и кулисообразно к Береговскому разломам. Основная часть его находилась в Румынских Карпатах, а на нашу территорию он заходил только своим северо-западным окончанием. В мезозое по нему проходила главным образом внутренняя граница Внутрикарпатского прогиба, а в кайнозое он отделял Трансильванскую впадину от структур Мармарошского массива и образований Марамурешского наложенного флишевого прогиба. К этому разлому были приурочены очаги триасового инициального, миоценового субсеквентного и плиоценового финального вулканизма. На поверхности Вышковский разлом трассируется верхнеплиоценовыми эффузивными образованиями, слагающими Гутинский и Хэргита-Қалиманский хребты. Гутинский хребет отделяет Большую Венгерскую низменность от Солотвинской котловины, а Хэргита-Калиманский хребет приурочен к границе Карпатской горной дуги с Трансильванской котловиной. По геофизическим данным (Хоменко, 1971), этот разлом на нашей территории фиксируется в фундаменте Ужгород-Тячевской гравитационной ступенью. Вышковский разлом, как и Мармарошский, к которому он располагался субпараллельно, также имел дугообразную форму и протяженность около 500 км.

Внешнекарпатский разлом располагался перед Перепиенинским и Мармарошским разломами и по отношению к ним был ориентирован субпараллельно. Его положение отображено в осадочном чехле существующими различиями в строении Флишевых Карпат и Предкарпатской единицы, а также линией надвига Скибовой зоны, трассирующей разлом на поверхности. В фундаменте Карпат разлому отвечает полоса Сколевского относительного максимума силы тяжести (Субботин, 1955).

Предкарпатский разлом располагался перед Внешнекарпатским разломом. До конца гельвета по нему проходила внешняя граница Предкарпатского прогиба, а начиная с тортона он контролировал внутреннюю границу Краевого прогиба. На поверхности этот разлом фиксируется Стебникским надвигом (амплитуда его до 15 км), по которому структуры Предкарпатской единицы надвинуты на образования Краевой единицы. В фундаменте он фиксируется довольно широким Дрогобычско-Делятинским гравитационным уступом (Субботин, 1955). Как и предыдущие разломы, Предкарпатский разлом разделял крупные блоки земной коры с различными условиями осадконакопления и структурообразования, имел дугообразную форму, вогнутой стороной был обращен к Паннонскому массиву.

Городокский, Калушский и Коломыйский разломы отделяли в тортон-сармате Краевой прогиб от Восточно-Европейской платформы. Размещались эти разломы перед Предкарпатским разломом, субпараллельно к нему, а относительно друг друга они располагались кулисообразно. Их существование подтверждено бурением и геофизическими исследованиями. Городокский разлом ограничивал с северо-восточной стороны Угерско-Крукенечскую зону осадконакопления и структурообразования, Калушский — Ивано-Франковскую зону, а Коломыйский — Косовскую зону. В фундаменте этим разломам отвечают системы ступенчатых сбросов, обращенных в сторону Карпат. Суммарная амплитуда сбросов, по данным бурения, колеблется в пределах от 600—800 до 1000—2000 м. По геофизическим данным (Субботин, 1955), Городокский разлом фиксируеся Яворовско-Бильченской гравитационной ступенью, Калушский — Роздольско-Богородчанской ступенью, а Коломыйский — Обертинско-Сторожинецкой ступенью.

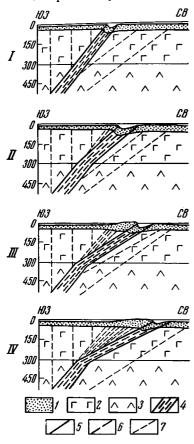
Итак, рассмотренные разломы имеют дугообразную форму, между собой располагаются субпараллельно или кулисообразно, ориентированы субпараллельно к Карпатской горной дуге, а их вогнутые стороны обращены к Паннонскому срединному массиву. О том, что они наклонены на юго-запад, свидетельствует их дугообразная форма и обращенность вогнутых сторон к Паннонскому массиву, а также смещенность в юго-западном направлении ступеней раздела Мохо по отношению к соответствующим им структурным поясам. О падении глубинных разломов на юго-запад свидетельствует и надвигание в северовосточном направлении главных глубинных шарьяжей (Пейве, 1967).

Как видим, глубинные разломы в земной коре Карпатского подвижного пояса выражены шовными зонами, региональными надвигами, системами ступенчатых сбросов в фундаменте осадочного чехла, интенсивной складчатостью в узких полосах, границами, разделяющими структурные пояса с различным составом осадков и своеобразным тектоническим строением, поясами и цепочками магматических пород, уступами ступеней в пределах поверхностей Конрада и Мохо. Все эти образования возникли в геосинклинальный период, который здесь хорошо подразделяется на раннегеосинклинальную, или предорогенную (триас — юра), среднегеосинклинальную, или раннеорогенную (мел — эоцен), позднегеосинклинальную, или орогенную (олигоцен — нижний миоцен) и заключительную, или посторогенную (средний — верхний миоцен) стадии.

В своих исследованиях мы исходили из того, что глубинные факторы, игравшие основную роль в развитии альпид Карпатской системы, размещении и накоплении в ее пределах полезных ископаемых, были первопричиной появления и существования карпатских альпийских глубинных разломов. В геосинклинальный период территория Карпатского региона, очевидно, характеризовалась высокой сейсмичностью и подвижностью. В пределах тектоносферы, здесь, вероятно, располагались на глубине 300—700 км гипоцентры глубоких землетрясений, в интер-

83

вале 65—300 км — гипоцентры промежуточных землетрясений, а до глубины 65 км — гипоцентры неглубоких землетрясений. Гипоцентры глубоких землетрясений порождали и поддерживали существование глубинных разломов, гипоцентры промежуточных землетрясений закладывали и обусловливали существование литосферных разломов, а гипоцентры неглубоких землетрясений порождали и обусловливали су-



развития глубинных разломов Украинских Карпат. Стадии геосинклинального пери-I — раннегеосинклинальная (предорогенная); II — среднегеосинклинальная (раннеорогенная); позднегеосинклинальная IV — заключитель-(орогенная); ная (посторогенная). 1 — земная кора; 2 — верхняя мантия; 3 средняя мантия; 4 — тектонофер; 5 — главные глубинные разломы; 6 — срединные глубинные разло-7 — оперяющие глубинные

разломы

Рис. 3. Принципиальная схема

ществование коровых разломов. В настоящее время горная дуга Украинских Карпат почти асейсмична; невысокая сейсмичность свойственна только Закарпатью, где очаги землетрясений не опускаются ниже 20 км (Гофштейн, 1964). Гипоцентры промежуточных землетрясений зафиксированы только в Румынских Восточных Карпатах, в районе Вранчо, т. е. тектонические перемещения по поверхностям тлубинных разломов имели место в Карпатах, очевидно, только в теосинклинальный период.

Существовавшие в геосинклинальный период очаги глубоких, промежуточных и неглубоких землетрясений, как и в Тихоокеанском подвижном поясе (Беньоф, 1966), по-видимому, также создавали и развитие пределах обусловливали Карпатской области главных сейсмофокальных зон (тектоноферов, зон Беньофа-Заварицкого), которые на поверхности были выражены глубоководными желобами. Анализируя строение и развитерритории, мы пришли к тие нашей выводу, что такими глубоководными желобами могли быть и, вероятно, являлись в Украинских Карпатах Внутрикарпатский, Внешнекарпатский, Предкар-Краевой геосинклинальные патский и прогибы (рис. 3). Во Внутрикарпатском глубинном желобе накапливались и формировались образования Внутрикарпатского структурного пояса. Как глубоководный желоб он существовал в триасе — юре и оконтуривал с северо-востока Паннонский срединный массив. Внешнекарпатский желоб располагался перед фронтом замыкавшегося Внутрикарпатского желоба. Существовал он в среднегеосинклинальную стадию и в нем пронакопление мел-палеогеновых осадков и формирование структур Флишевых Карпат. Предкарпатский жезаложился перед замыкавшимся Внешнекарпатским желобом, с его появлением произошло вторичное смещение

оси Карпатской геосинклинали в северо-восточном направлении. Существовал он в позднегеосинклинальную стадию, в его пределах накапливались олигоцен-неогеновые осадки и формировались структуры Предкарпатской единицы. Краевой желоб возник перед внешним краем Предкарпатского желоба, с его появлением произошло последнее смещение

оси Карпатской геосинклинали. По внешнему краю этого желоба и прокодила крайняя граница осадконакопления и структурообразования альпид Карпатской системы. Существовал он в заключительную стадию геосинклинального периода и в нем накапливались тортон-сарматские от-

ложения, слагающие структуры Краевой единицы.

Границы этих желобов, как и отвечающих им геосинклинальных прогибов, соответственно проходили по вышерассмотренным глубинным разломам. Так, с внутренней стороны Внутрикарпатский желоб ограничивали Береговский и Вышковский разломы, а с внешней стороны — Перепиенинский и Мармарошский разломы. Внутренний край Внешнекарпатского желоба проходил по Перепиенинскому и Мармарошскому разломам, а внешний — по Внешнекарпатскому разлому. Границы Предкарпатского желоба проходили по Внешнекарпатскому и Предкарпатскому разломам, а границы Краевого желоба — по Городокскому, Калушскому, Коломыйскому и Предкарпатскому разломам.

Итак, на территории Украинских Карпат в геосинклинальный период последовательно образовались четыре глубоководных желоба, существование которых было обусловлено четырьмя тектоноферами — Внутрикарпатским, Внешнекарпатским, Предкарпатским и Краевым. Желоба располагались субпараллельно и сменяли друг друга последовательно во времени и в направлении с юго-запада на северо-восток. Внутрикарпатский желоб располагался непосредственно перед Паннонским срединным массивом и существовал в триасе — юре. Появившийся северо-восточнее от него Внешнекарпатский желоб существовал в мел — эоцене. Еще северо-восточнее находился Предкарпатский желоб, существовавший в олигоцен-гельвете, а крайнее положение занимал Краевой желоб, который в тортоне сменил Предкарпатский желоб. Границы же между желобами контролировались глубинными разломами.

Х. Беньоф (1966), изучая строение сейсмофокальных зон (тектоноферов) в Тихом океане и вдоль его побережья, пришел к выводу, что в открытом океане эти зоны с глубиной не меняют своего направления и обычно наклонены под углом 60°. Вдоль же побережья они имеют более сложное строение. В интервале 300-700 км их угол наклона также находится в пределах 60° , а выше $300 \ \kappa M$ он резко меняется на $22-39^{\circ}$, т. е. там, где существует океаническая земная кора, при переходе из средней мантии в верхнюю, тектонофер не меняет своего угла наклона (Чэдвик, 1966), а на стыке океанической и континентальной земной коры он преломляется при переходе из средней в верхнюю мантию и уменьшается угол его наклона. В последнем случае мы предлагаем подразделять тектонофер (Шейнманн, 1968) на две части — литофер и астенофер. Литофер представляет верхнюю часть тектонофера, на его долю приходятся гипоцентры промежуточных и неглубоких землетрясений, а астенофер является нижней частью тектонофера и к нему приурочены гипоцентры глубоких землетрясений.

Исходя из строения и развития Украинских Карпат, а также учитывая то, что Тихоокеанский подвижный пояс, в строении которого принимают участие глубоководные желоба, очевидно, в данный момент находится на заключительной стадии своего геосинклинального развития, мы предполагаем, что Внутрикарпатский тектонофер, существовавший в раннегеосинклинальную стадию развития Карпатской геосинклинали, не испытывал преломления на глубине 300 км и имел угол наклона в пределах 50—60°. В последующие же стадии развития геосинклинали тектоноферы были представлены двумя частями — астенофером и литофером. Внешнекарпатский, Предкарпатский и Краевой астеноферы, очевидно, занимали положение нижней части Внутрикарпатского тектонофера, а их литоферы с каждой стадией испытывали отклонение от положения верхней части первого тектонофера. О том, что нижние части тектоноферов все время занимали одно и то же положение, по нашему мнению,

свидетельствует длительное и однообразное развитие Паннонского срединного массива, расположение наложенных флишевых и молассовых прогибов непосредственно перед срединным массивом и приуроченность Внутрикарпатской вулканической дуги, сложенной триас-неогеновыми магматическими породами, к стыку структур геосинклинального пояса и массива. Появление же нового литофера обусловливало скачкообразное перемещение глубоководного желоба в северо-восточном направлении, накопление в его пределах новых толщ и интенсивное складкообразование в замыкавшемся (предшествовавшем ему) глубоководном желобе.

Кроме рассмотренных девяти разломов, ограничивавших главные сейсмофокальные зоны, в Карпатской области существовали и другие глубинные разломы, которые располагались в средней части тектоноферов и за их пределами. Видимо, по занимаемому положению глубинные разломы можно подразделить на краевые (главные), срединные (внутренние) и оперяющие. По главным глубинным разломам проходили границы главных сейсмофокальных зон и глубоководных желобов. В раннегеосинклинальный период роль главных глубинных разломов выполняли Береговский, Вышковский, Перепиенинский и Мармарошский. В среднегеосинклинальный период ими являлись Внешнекарпатский, Мармарошский и Перепиенинский разломы, в позднегеосинклинальный период — Предкарпатский и Внешнекарпатский разломы, а в заключительный период - Городокский, Калушский, Коломыйский и Предкарпатский разломы. Как видим, в каждую стадию геосинклинального развития Украинских Карпат имелись свои главные глубинные разломы, ограничивавшие зоны с высокой сейсмичностью и тектонической подвижностью. Следовательно, главными глубинными разломами они были только в определенные стадии, когда ограничивали тектоноферы, в остальное же время они, очевидно, выполняли роль оперяющих глубинных разломов.

Срединные глубинные разломы располагались в пределах тектоноферов. Они осложняли строение глубоководных желобов, контролировали в их пределах границы структурно-фациальных прогибов. В каждую стадию геосинклинального развития существовали свои глубинные срединные разломы. Так, в пределах Внешнекарпатского желоба, в котором накапливались отложения Флишевых Карпат, на нашей территории существовали Предкросненский, Преддуклянский, Предчерногорский и Предмагурский срединные разломы. Предкросненский разлом разделял Скибовый и Кросненский структурно-фациальные прогибы, Преддуклянский — Кросненский и Дуклянский прогибы, Предчерногорский разлом отделял Черногорский прогиб от Дуклянского и Скибового прогибов, а Предмагурский разлом отделял Магурский прогиб от Дуклянского и Черногорского прогибов. В среднегеосинклинальную стадию они разделяли мелкие блоки земной коры с различными режимами осадконакопления и структурообразования. На поверхности их очертания трассируются линиями крупных надвигов. Кроме Внешнекарпатского желоба срединные разломы были приурочены и к другим желобам. Во Внутрикарпатском желобе они существовали в раннегеосинклинальную стадию, в Предкарпатском — в позднегеосинклинальную стадию, а в Краевом -- в заключительную стадию.

Оперяющие глубинные разломы размещались за пределами главных сейсмофокальных зон, в их висячем и лежачем блоках. В пределах Паннонского срединного массива в триасе — неогене по ним проходили границы его основных блоков. В геосинклинальном поясе они контролировали границы наложенных флишевых и молассовых прогибов, а на прилегавшей территории Восточно-Европейской платформы они, очевидно, определяли внешние границы юрского, мелового и неогенового платформенных прогибов. Оперяющие глубинные разломы, которые в определен-

ные стадии геосинклинального периода выполняли роль главных или срединных разломов, в остальное время своего существования обычно

определяли границы формировавшихся тектонических единиц.

Итак, тектоническое перемещение горных масс по поверхностям краевых, срединных и оперяющих глубинных разломов в пределах земной коры Карпатского подвижного пояса происходило во время глубинных землетрясений. При своем заложении эти разломы частично, а иногда и полностью использовали доальпийскую систему нарушений. С переходом Карпатской геосинклинали из одной стадии развития в другую существенно изменялись функции глубинных разломов, менялась их парагенетическая связь с основными геологическими процессами — осадконакоплением, вулканизмом и структурообразованием.

Если наши построения приемлемы, то можно сделать соответствуюшие выводы. Астенофер альпийского Карпатского подвижного пояса, который на продолжении всего геосинклинального периода не изменял своих границ и, очевидно, в настоящее время определяет развитие Карпатского горного сооружения, представляет собой глубинную зону Карпатского подвижного пояса (линеамент) или корневую часть зоны Беньофа — Заварицкого. Приурочена она к кредней мантии. Юго-западная граница ее проходит по Припаннонскому мантийному разлому, а северовосточная граница — по Среднекарпатскому мантийному разлому. Припаннонский мантийный разлом в раннегеосинклинальную стадию, очевидно, в пределах земной коры был представлен Вышковским и Береговским, в среднегеосинклинальную стадию — Перепиенинским и Мармарошским, в позднегеосинклинальную стадию — Внешнекарпатским, а в заключительную стадию — Предкарпатским разломом. Соответственно и Среднекарпатскому мантийному разлому в раннегеосинклинальную стадию в пределах земной коры отвечали Перепиенинский и Мармарошский, в среднегеосинклинальную стадию — Внешнекарпатский, в позднегеосинклинальную стадию — Предкарпатский, а в заключительную стадию — Городокский, Калушский и Коломыйский разломы. Карпатский альпийский линеамент в раннегеосинклинальную стадию определял границы Внутрикарпатского прогиба, в среднегеосинклинальную стадию — Внешнекарпатского прогиба, в позднегеосинклинальную стадию — Предкарпатского прогиба, в заключительную стадию — Краевого прогиба, а в настоящее время, вероятно, контролирует границы Карпатских гор. Положение глубинной зоны Карпатского подвижного пояса, очевидно, можно установить, если спроектировать на глубину (в пределы мантии) под углом 50—60° края Внутрикарпатского (эвгеосинклинального) прогиба. Возможно, что этот метод найдет свое применение и при выявлении линеаментов байкальских, каледонских и герцинских подвижных поясов.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить В. Е. Хаина за замечания и рекомендации, которые были сделаны им при подготовке рукописи статьи к печати.

Литература

Беньоф X. Движения по крупнейшим разломам.— В кн. «Дрейф континентов». М.,

Будай Т., Масель М., Матейка А., Кодым О., Машка М., Свобода И., Зоубек В. Тектоническое развитие Чехословакии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Вадас Э. Геология Венгрии. М., «Мир», 1964.

Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.

Ксеншкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерки геологии Польши. М., «Недра», 1968. Лазько Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов.— В сб. Вісник Львівського університету». Сер. геол., Львів, 1962, № 1.

Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Особенности верхненеогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1965, № 9. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга

Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. ІІ. Изд-во АН

СССР, 1949. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во иностр. лит., 1960. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5.

Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат.— В кн. «Материалы VI съезда КБГА». Киев, «Наукова думка», 1965. Соллогуб В. Б. Структура земной коры Украины.— Геофиз. сб., Киев, «Наукова думка»,

1970, № 38.

Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. Хоменко В. І. Глибина будова Закарпатського прогину. Київ, «Наукова думка», 1971. Чалый Б. Н., Чалый В. Н. О глубинных разломах Украинских Карпат.— В кн. «Тезисы докладов I Респ. тект. совещ. по вопросам регион. тект. Украины и законом. размещ. полез. ископ. Киев, «Наукова думка», 1971.

Чэдвик П. Гипотезы горообразования.— В кн. «Дрейф континентов». М., «Мир», 1966. Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих и платформу и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР

Статья поступила 3 января 1975 г.

УДК 551.243:551.242.51 (470.23)

И. Н. ЛОБАНОВ

О ПРИРОДЕ ДИСЛОКАЦИЙ ДУДЕРГОФСКИХ ВЫСОТ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЛЕНИНГРАДА

По особенностям рельефа и геологического строения устанавливается локальное развитие дислокаций, не выходящих за пределы Дудергофских высот. В тектоническом строении высот выявлены куполообразные антиклинальные складки нескольких порядков без какой-либо закономерной ориентировки, ядра которых выполнены синими кембрийскими глинами. Последние прорывают кровлю в форме нептупических штоков и даек. Куполообразные складки рассматриваются как складки нагнетания днапирового типа. Анализ всех материалов показывает, что высоты сформировались в четвертичном периоде, во время деградации валдайского ледиика. При этом возникло неравномерное распределение мощности льда и вертикальной нагрузки на подстилающие породы, что и послужило причиной образования диапировых структур, имеющих прямое выражение в современном рельефе.

Дудергофские высоты образуют резкое поднятие в рельефе на равнинном пространстве северо-восточного края Ижорской возвышенности в пределах Ордовикского плато. Поднятие в общем имеет куполообразную форму и ясно выраженную подошву в виде замкнутой извилистой линии, которая выражает его лопастнообразное очертание в плане (рис. 1). По большей оси оно вытянуто в широтном направлении до 6,5 км, при этом меньшая ось достигает 4 км; площадь поднятия около $18-20\ \kappa m^2$, общая же площадь Дудергофских дислокаций не менее $28-30\ \kappa m^2$. Ордовикское плато в окрестностях поднятия имеет отметки $90-100\ m$, в $7-9\ \kappa m$ севернее Дудергофских высот оно к Кембрийской низине обрывается уступом, который в литературе известен под названием «Балтийский глинт». Нормальная относительная высота бровки глинта над равнинной поверхностью Кембрийской низины достигает $70\ m$.

Рельеф Дудергофских высот сложный: они состоят как бы из основания с превышением над подошвой до 20 м, на котором насажены холмообразные поднятия второго и третьего порядков с превышением до 30—76 м. От основания высот в юго-западном направлении отходят невысокие гряды, состоящие из линейно-расположенных овальных повышений. Так, от горы Дудергофской у пос. Кавелахты отходит Кавелахтинская гряда с относительной высотой до 10 м, которая следует до дер. Расколово общим протяжением около 2 км. У дер. Перякюля от перемычки, соединяющей Дудергофскую и Кирхгофскую возвышенности, отходит Перякюльская гряда высотой 4—5 м, которая с перерывами следует до дер. Нижняя протяжением 1,5—2 км.

На крутых склонах Дудергофской возвышенности и горы Кирхгофской наблюдается большое количество слепых долин или эрозионно-карстовых впадин. В настоящее время одни из таких впадин сухие, другие — заболочены, а третьи — заняты озерами. В общем рельеф высоких частей Дудергофских высот имеет резкие очертания и обладает юными формами развития.

В геологическом строении Ордовикского плато в районе Дудергофских дислокаций принимают участие докембрийские кристаллические образования фундамента, отложения валдайской серии верхнего протерозоя (гдовский горизонт PR₃gd) мощностью до 90 м и котлинский горизонт (PR₃kt) мощностью до 150 м, отложения кембрийской и ордовикской систем, перекрытые четвертичными отложениями. Поверхность фундамента, залегающего на глубине 350 м (отметка минус 250—260 м),

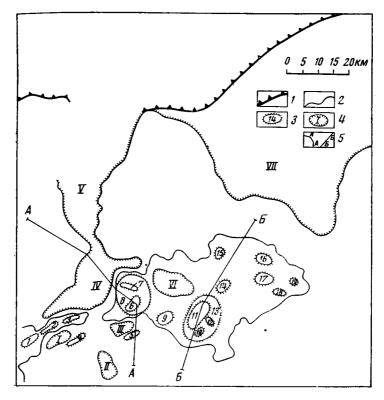


Рис. 1. Схема морфоструктурных элементов Дудергофских высот. 1—бровка глинта; 2— подошва Дудергофских высот; 3— купола и их порядковые номера: 1, 2, 3— Кавелахтинская гряда; 4, 5— Перякюльская гряда; 6— Гора Петра I; 7— гора Воронья; 8— Дудергофская возъвшенность; 9— купол на перемычке; 10, 11, 12— на ней купола третьего порядка; 13— гора Кирхгофская. 4— компенсационные депрессии и их порядковые номера: І— депрессия между Кавелахтинской и Перякюльской грядам; ІІІ— депрессия между Дудергофской возвышенностью и Перякюльской гряды; ІV— Депрессия оз. Дудергофского; V— депрессия оз. Безымянного; VI— депрессия внутри поднятия; VII— депрессия, открытая к Кембрийской низине; 5— линии геологических разрезов

вместе с отложениями верхнего протерозоя, кембрия и ордовика образует моноклинальную структуру с падением к югу — юго-востоку до 3 м на 1 км.

В дислокациях и в строении Дудергофских высот участвуют породы кембрийской системы, начиная с лонтовасской свиты, отложения ордовикской системы и четвертичные образования. Лонтовасская свита (Сти₁п) представлена толщей синих пластичных глин мощностью до 115 м. Пиритаская (Сти₁рг) и ижорская (Сти₂?iž) свиты представлены соответственно глинистыми песчаниками и белыми мелкозернистыми кварцевыми песками общей мощностью до 15 м.

Ордовикские отложения выражены пакерортским горизонтом (O₁pk), волховским (O₁vl), кундским (O₁kd) и таллинским горизонтами (O₂tl). Пакерортский горизонт в нижней части представлен оболовыми песками и песчаниками мощностью от 3 до 5 м, а в верхней — черными диктионемовыми сланцами мощностью около 1 м. Пакерортский горизонт вместе с пиритаской и ижорской свитами кембрийской системы образуют кембро-ордовикскую толщу песков и песчаников мощностью в среднем 20 м, которая от вышележащих пород отделена диктионемовыми сланцами. Волховский, кундский и таллинский горизонты образуют карбонатную толщу ордовикской системы общей мощностью около 20 м.

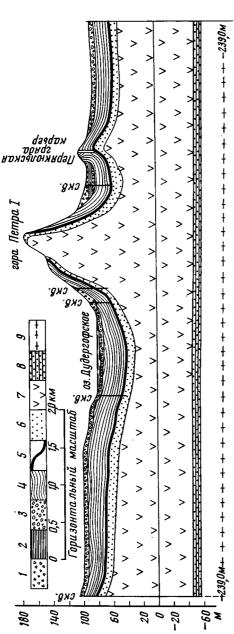
Четвертичные отложения выражены мореной и элювиально-делювиальными образованиями. Морена представлена желто-бурыми и бурыми валунными суглинками, а также красновато-бурыми песчанистыми суглинками мощностью от 2 до 5 м. Морена повсеместно распространена на равнине вокруг Дудергофских высот и покрывает днища впадин, расположенных внутри высот. На крутых склонах, а также на вершинах и пологих склонах высот, выше 130 м, покров морены отсутствует. Но всюду здесь рассеяны валуны и глыбы кристаллических пород, что свидетельствует о бывшем здесь покрове морены, впоследствии размытой.

Элювиально-делювиальные отложения образуют шлейф у подножия "Дудергофских высот, покрывают их структурную террасу высотой 120— 125 м, а также окружают Кавелахтинскую и Перякюльскую гряды. В сво- ем типичном развитии они представлены несортированной обломочной породой, состоящей из равномерно распределенных угловатых обломков ордовикских известняков размером до 10 см и галек (редко небольших валунов) кристаллических пород, содержащихся примерно в равных количествах, а вместе составляющих не менее 50% объема данных отложений. Заполнителем в них является желтовато-бурый мергельный суглинок, в котором карбонаты составляют 30—33%. По сложению эти породы сходны с мореной. Однако морена от элювиально-делювиальных образований отличается окраской, отсутствием (или малым количеством) обломков известняков, а в ее заполнителе карбонаты составляют не более 12-15%, т. е. в 2 раза меньше. Несмотря на все это, предыдущие исследователи не только элювиально-делювиальные отложения, но и сходный с ними элювий известняков, имеющий широкое развитие на склонах высот, принимали за морену, что приводило их к ошибочным представлениям о строении Дудергофских высот.

По данным наблюдений разрезов в дренажных канавах и буровых скважин установлено, что элювиально-делювиальные образования в нижней части склонов залегают на ордовикских известняках, а с удалением от поднятий в стороны прилегающих равнин они последовательно перекрывают ленточные пески и суглинки, залегающие на морене, а затем ложатся непосредственно на морену (рис. 2, 3).

Приведенное описание состава, строения и стратиграфического отношения элювиально-делювиальных отложений показывает, что образовались они за счет размыва морены, сплошь покрывавшей Дудергофские высоты, и ордовикских известняков (начиная с таллинского горизонта), подстилавших морену, так же как они ее подстилают сейчас на прилезгающих равнинах.

Тектоническая структура Дудергофских высот имеет прямое выражение в рельефе, а именно: они образованы антиклинальной складкой овальной формы, которая перемычкой разделена на куполообразные антиклинали второго порядка, выраженные в рельефе Дудергофской и Кирхгофской возвышенностями. Выделенные морфоструктуры, в том числе и перемычка, осложнены куполовидными антиклиналями третьего порядка, овальной или изометричной формы (см. рис. 1). Вскрытия карьерами, канавами и естественными обнажениями внутренней структуры куполообразных антиклиналей независимо от их порядка во всех



ческий разрез с нормальной стратиграфической последовательностью: сверху вниз от известняков таллинского горизонта (O₂tl) до синих кембрийских глин (Ст₁ln); последние· выполняют ядра складок, а вышележащие слои, облекая их, имеют периклинальное залегание. Нередкона крутопадающих крыльях антиклиналей развиты изоклинальные из опрокинутые складки, переходящие: в надвиги с образованием тектонической брекчии и тектонического месива. Такие складки третьего и четвертого порядков являются результатом относительно высокого поднятия глиняного ядра, а затем растекания его в стороны (рис. 3 и 4). Ордовикские известняки в складках. повсеместно раздроблены в щебенистую дресву; раздробленность тем: сильнее и проникает на тем большую. глубину, чем выше подняты и крученаклонены пласты пород. Все исследователи дробление известняков объясняли интенсивностью тектонических движений. На самом же деле-Дудергофских известняки раздробленные в щебенистую дресву, есть не что иное, как мощная кора выветривания, сформированная на слоистых трещиноватых породах, высоко приподнятых уровнем зеркала грунтовых вод и находящихся длительное время условиях интенсивной аэрации промывания. Подтверждение такому объяснению можно видеть в том, что пласты диктионемовых сланцев вэтих условиях превратились в буроватую рыхлую породу, а синие глины в крутопоставленных контактах обесцвечены и потеряли свою высокую пластичность, пиритовые конкреции в них исчезли и оставили: после себя бурые гнезда. Те же и: так же дислоцированные известняки в условиях отсутствия аэрации и промывания не подверглись такому интенсивному дроблению. Изложенное представление о формировании глубокой коры выветривания на Дудергофских высотах подтверждает и согласуется со взглядами С. С. Коржуева (1974) об условиях образования мощных кор выветривания разного возраста на докембрийских щитах.

случаях показывают в них геологи-

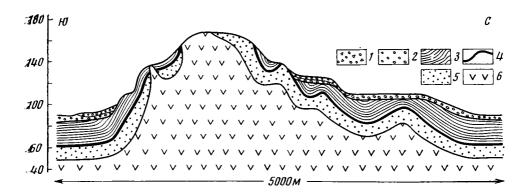


Рис. 3. Геологический разрез по линии Б — Б 1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — морена; 3 — известняки ордовикской фистемы; 4 — диктионемовые сланцы; 5 — кембро-ордовикская толща песков и песчаников; 6 — глины синие нижнего отдела кембрийской системы

Вопросам происхождения и возраста Дудергофских дислокаций посвящено значительное число работ. Некоторые из них теперь имеют лишь историческое значение: Н. Ф. Арсеньев (1829), М. И. Алтухов и М. Б. Фейгин (1896), Н. Ф. Погребов (1913). В работах последующих авторов возраст и происхождение Дудергофских высот рассматриваются совместно с дислокациями окрестностей г. Павловска, несмотря на то что дислокации этого района в рельефе почти не выражены.

Обсуждая вопрос о происхождении дислокаций в окрестностях г. Павловска, Н. И. Свитальский (1921) указал на три возможных способа их образования.

- 1. Дислокации могли возникнуть в результате вспучивания синей жембрийской глины, залегающей в основании нарушенных слоев и разбухшей от пропитывания водой.
- 2. Нарушение пород произведено односторонним боковым напором четвертичного ледника, который встретил преграду в виде уступа Балтийского глинта.
- 3. Образование складчатых дислокаций в южных окрестностях Ленинграда можно связывать с горообразовательными движениями каледонской складчатости, которая проявилась в Скандинавии, а ее южным отзвуком и является складчатый пояс кембро-ордовика южного берега Финского залива. Первая возможность до самого последнего времени не нашла поддержки и развития. Второе предположение получило признание многих исследователей; его защищают Б. Райков (1916), М. Э. Янишевский (1922, 1932), К. К. Марков (1931), В. С. Кофман (1971). Третью гипотезу обосновывали и развивали А. Г. Ржонсницкий и М. М. Тетяев (1919), Н. И. Свитальский (1921), С. А. Яковлев (1926), М. М. Тетяев (1941).
- Б. Райков и В. С. Кофман рассматривают Дудергофские высоты как огромный ледниковый наволок кембро-ордовика. Такое толкование не объясняет повсеместную нормальную стратиграфическую последовательность дислоцированных пород, слагающих высоты, и наблюдаемый переход их в горизонтальное залегание у подножия высот. Кроме того, оно не согласуется с морфоструктурой высот, представляющих собой образование куполовидных антиклиналей нескольких порядков.
- М. Э. Янишевский и К. К. Марков доказывают, что складки Дудергофских высот это гляциодислокации, образованные боковым давлением четвертичного ледника на уступ Балтийского глинта. Эта концепция не объясняет ненарушенного залегания палеозойских пород в полосе шириной 7—9 км между глинтом и подножием высот. Она также не в состоянии объяснить природу купольной морфоструктуры высот, по-

скольку боковое горизонтальное давление должно вызвать формирование линейной складчатости.

Регионально-тектоническая гипотеза, развиваемая А. Г. Ржонсницким, М. М. Тетяевым, Н. И. Свитальским, С. А. Яковлевым и др., не в состоянии объяснить прерывистого и локального развития дислокаций

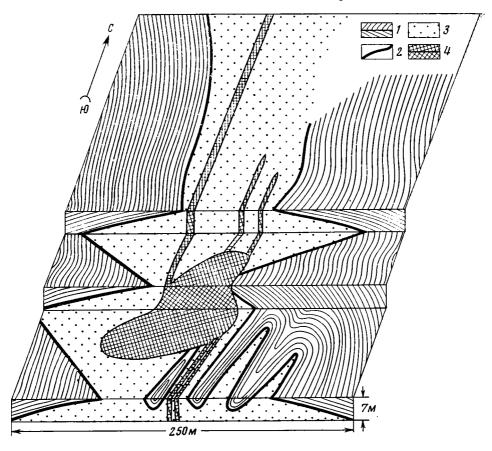


Рис. 4. Блок-диаграмма форм залегания и взаимоотношения пород на вершине горы» Кирхгофской. Составлена по данным непосредственных наблюдений в карьере и естественных обнажений.

1 — известняки нижнего ордовика; 2 — диктионемовые сланцы; 3 — кембро-ордовикская толща песков и песчаников; 4 — глины синие нижнего отдела кембрийской системы

на южном побережье Финского залива: Дудергофских, Павловских, Пулковских и др. Объединять их в каледонский складчатый пояс и даже изображать его на карте (Яковлев, 1926) нет оснований, поскольку они в виде сравнительно небольших островов теряются среди обширных пространств с ненарушенным залеганием палеозойских пород. Как известно, для областей каледонского орогенеза характерной является линейная складчатость, а складки Дудергофских высот куполообразные, без какой-либо закономерной ориентировки в своем расположении. Складки каледонского времени, имеющие прямое выражение в рельефе, вряд лимогли сохраниться до настоящего времени.

В действительности Дудергофские высоты являются молодым образованием; об этом свидетельствует, в первую очередь, прямое выражение их структуры в рельефе. Затем достоверные геологические данные показывают, что размыв высот начался только после отступания последнего

ледника, т. е. около 12—13 тыс. лет тому назад. За это время смыта морена с их поверхности, где она поднимается выше 130 м, а толща ордовикских известняков уничтожена только на самых вершинах гор Дудергофской и Кирхгофской (см. рис. 2 и 3), тогда как на остальной поверхности высот толща известняков сохранилась, а во многих местах сохранился и самый верхний их таллинский горизонт (О₂tl). За счет размыва и переотложения морены и известняков возникли элювиально-делювиальные отложения, залегающие на озерно-ледниковых ленточных песках и суглинках, а также на морене равнин, прилегающих к подножию высот. Эти отложения, исходя из их состава и стратиграфического отношения к подстилающим породам (см. выше), следует рассматривать как коррелятивные образования; они-то и свидетельствуют о начале размыва высот только после отступления ледника.

За послеледниковое время с вершин Дудергофских высот денудирована толща пород мощностью около 25 м, за тысячелетие смыв достигал 2 м, а за один год — около 2 мм, что близко к натурным данным для горных областей. Учитывая мощность денудированных пород, устанавливаем, что вершины Дудергофских дислокаций после своего образования имели относительную высоту до 100 м. Если при этом ежегодный снос принять величиной в 0,1 мм (средний ежегодный континентальный снос для всего земного шара по данным Г. В. Лопатина (1950)), тогда для полного уничтожения Дудергофских высот денудацией потребовалось бы времени около 1 млн. лет.

Как видим, результаты расчетов не подтверждают каледонский возраст образования Дудергофских высот, так как при таком возрасте они должны быть давно уничтожены денудацией, при этом в первую очередь должны быть уничтожены ордовикские известняки. Однако в действительности известняки сохранились, и в них развиваются юные карстовые формы рельефа, представленные эрозионно-карстовыми впадинами или слепыми долинами. Молодой возраст последних определяется тем, что эрозионная стадия их развития связана с базисом эрозии высотой 110—120 м над современным уровнем Балтийского моря (Лобанов и др., 1969). Такие высоты соответствуют уровням кратковременно подпруженных ледниковых озер (Яковлев, 1926). Последующая карстовая стадия развития долин и превращения их в замкнутые впадины относится к послеледниковой эпохе.

Таким образом, стратиграфическое положение коррелятивных элювиально-делювиальных отложений, элементарные расчеты возможной продолжительности разрушения Дудергофских высот денудацией, а также их геоморфологические особенности приводят нас к заключению, что время образования этих высот наиболее вероятно должно относиться к четвертичному периоду.

Сторонники гипотезы гляциодислокаций и регионально-тектонической гипотезы без особых доказательств приняли, что Дудергофские складчатые дислокации образовались путем горизонтального сжатия и сокращения земной коры. Результаты наших наблюдений заставляют сделать иное заключение, а именно: исследуемые дислокации являются результатом вертикальных напряжений и движений; доказательства этому следующие.

- 1. Ведущей формой дислокаций являются куполообразные антиклинальные складки, изометричные и овальные в горизонтальном сечении.
- 2. Расположение и простирание складок не имеют определенной закономерной ориентировки.
- 3. Синие кембрийские глины, выполняющие ядра складок, внедряются в породы кровли в форме нептунических штоков и даек с рвущими контактами (рис. 4), в своем сложении приобрели кливаж течения с крутым и вертикальным падением. Последнее указывает на то, что синие глины в процессе образования складок, обладая высокой пластичной

подвижностью, играли важную роль. Они отжимались из мест с более высоким в места с более низким давлением, где под их напором и происходило образование куполовидных поднятий.

Из приведенного следует, что по своим морфологическим особенностям и кинематике образования Дудергофские дислокации, согласно классификации В. В. Белоусова (1958), должны быть отнесены к складкам нагнетания диапирового типа. По составу активной толщи пород исследуемые образования принадлежат к глиняным диапирам, механизм образования которых в принципе подтверждается экспериментами Н. Б. Лебедевой (1958).

На куполовидное строение (иногда с проявлением диапиризма) Дудергофских и Павловских дислокаций впервые в краткой обзорной статье указал М. М. Тетяев (1941). Однако он образование данных структур связывал с отзвуками каледонской складчатости в субгеосинклинальной зоне, каковой, по его представлениям, являлась южная часть Ленинградской области в кембро-ордовикское время. Но такие представления не получили подтверждения.

Дудергофское диапировое поднятие имеет сложное строение: оно состоит из морфологических элементов, сходных с теми, которые выделил Ю. А. Косыгин (1969) в сложных соляных диапировых поднятиях.

В основании Дудергофского поднятия залегает глиняный массив, или цоколь, в котором мощность пластичного слоя увеличена, вследствие чего его верхняя поверхность приподнята до 60 м. Поверхность глиняного цоколя является основанием, на котором расположены куполообразные вздутия второго и третьего порядков, усложняющие структуру поднятия. Горы Дудергофская и Кирхгофская являются вздутиями второго порядка, а их вершины — вздутиями третьего порядка. Во всех многочисленных куполах глиняное ядро закрыто стратиграфически выше лежащими слоями пород. Только в двух из них оно открыто — это вершинные купола гор Дудергофской и Кирхгофской, в апикальной части которых глины выдавлены на поверхность на высоту 125 м относительно поверхности слоя глин с ненарушенным залеганием (см. рис. 2, 3).

В тесной ассоциации с Дудергофским поднятием находятся закрытые (только одна открытая) впадины изометричной, овальной и неправильной в плане формы, расположенные как внутри, так и за пределами поднятия вблизи его подошвы. Во впадинах поверхность кембрийских глин расположена ниже по сравнению со средним ее уровнем для данного места. Пространственное расположение и морфология впадин позволяют относить их к морфоструктурным элементам Дудергофских дислокаций и полагать, что они являются компенсационными депрессиями, из которых под нагрузкой пластичные глины отжимались, а в области поднятия нагнетались. В результате происходило перераспределение пластичных масс и значительное изменение мощности по простиранию активной толщи синих глин, что наглядно выражено на геологическом разрезе по линии А—А (см. рис. 1, 2). Так, нормальная мощность синих глин, вскрытая скважиной у г. Красное Село, равна 116,2 м, в компенсационной депрессии оз. Дудергофское мощность около 75 м, а в области нагнетания на горе Петра I она достигает 222 м, т. е. почти в 2 раза больше нормальной.

Расположение компенсационных депрессий относительно поднятий сказалось на морфологии последних. Так, Дудергофская возвышенность окружена со всех сторон депрессиями, она имеет изометричную форму, а ее склоны со всех сторон в одинаковой мере являются крутыми. К подножию Кирхгофской возвышенности прилегают две депрессии: с северозапада — закрытая, а с севера — огромных размеров впадина, открытая в сторону Кембрийской низины. Северо-западный и северный склоны этой возвышенности довольно пологие, юго-западный и южный склоны — более крутые (см. рис. 3). Некоторая асимметрия склонов, вероят-

но, явилась следствием того, что при образовании Кирхгофской возвышенности пластичные глины отжимались с одной стороны, поэтому в области нагнетания и воздымания наряду с вертикальной компонентой движения пластичных масс в какой-то мере также имелась и горизонтальная компонента.

Дудергофские поднятия по своим морфологическим особенностям, пространственному взаимоотношению и структурному положению, в соответствии с представлениями Ю. А. Косыгина (1950), являются диапировыми образованиями платформенных областей.

Кавелахтинская и Перякюльская гряды, внешне выраженные линейными складками широтного простирания, опрокинутые к югу, одними исследователями рассматриваются как образец ледниковых, а другими — регионально-тектонических дислокаций. Нашими исследованиями установлено, что названные гряды состоят из ряда линейно-ориентированных куполообразных антиклиналей, расположенных между компенсационными депрессиями.

В ядрах куполов карьерами, скважинами и канавами вскрыты синие глины (Ст.ln) и нормальный стратиграфический разрез. В Кавелахтинской гряде и в западной части Перякюльской куполовидные складки опрокинуты к югу, а в восточной части Перякюльской гряды — к северу (см. рис. 2). Из приведенного следует, что гряды являются морфоструктурными элементами Дудергофских дислокаций, с которыми они связаны в морфологическом и генетическом отношениях.

Анализ материалов исследования и сопоставление их с литературными данными по затронутому вопросу привели нас к заключению о том, что Дудергофские высоты имеют диапировую природу, а время их образования наиболее вероятно относится к четвертичному периоду. В связи с таким заключением естественно встает дополнительный вопрос: каким путем в условиях равнинного рельефа и устойчивого платформенного режима в четвертичное время возникло неравномерное распределение вертикальной нагрузки, что привело к выжиманию пластичных масс и образованию диапировых куполов, выраженных в современном рельефе.

Результаты изучения тектонической структуры кристаллического фундамента, протерозойских и палеозойских отложений Ленинградской области, которое выполняли В. Н. Зандер и др. (1971), не дают основания связывать образование Дудергофских высот с глыбовыми или другими видами движений северо-западного края плиты Восточно-Европейской платформы. Нет также каких-либо доказательств в пользу первого предположения Н. И. Свитальского о возможной тектонической активности синих кембрийских глин в результате их вспучивания от увлажнения. При такой активности дислокации, во-первых, должны иметь более широкое распространение, а во-вторых, их образование могло быть более древним — дочетвертичным.

Остается, как нам кажется, одна возможность, а именно: неравномерное распределение нагрузки нужно связывать с режимом и развитием в различные фазы валдайского континентального ледникового покрова.

По представлениям Н. С. Чеботаревой (1969), во время максимальной фазы валдайского оледенения мощность ледникового покрова в нашем районе достигала 3000 м, при этом на Русской равнине ледник особых препятствий не встретил. Но в период его деградации препятствиями стали неровности доледникового рельефа, в первую очередь уступы глинтов и отдельные возвышенности. В лужскую и невскую фазы (13—12,5 тыс. лет назад) таким препятствием явилась Ижорская возвышенность, которую ледник обходил двумя потоками — Невским и Лужским.

В связи с тем что Дудергофские поднятия ледником не были уничтожены, их образование должно быть приурочено ко времени его распада

на малоподвижные или мертвые глыбы различной мощности. Такой режим ледника в нашем районе, вероятно, и наблюдался в лужскую и невскую фазы. Надо полагать, что здесь в это время ледниковый покров приобрел неравномерную мощность и неравномерное распределение вертикальной нагрузки на свое ложе, что и послужило причиной диапировых явлений, с которыми связано образование дислокаций Дудергофских высот. Принимая плотность глин 1,6 г/см3, льда 0,9 г/см3 и высоту выжимания глин 125 м, путем вычисления $((125 \cdot 1,6)/0,9 \approx 222 \text{ м})$ определяем, что разница в мощности ледникового покрова, необходимая для отжимания глин, должна быть не меньше 230-250 м, что не является невозможным. Разве можно как-нибудь иначе объяснить происхождение достоверно установленных диапировых куполов Дудергофских высот, отрицая их древнее, доледниковое образование?

Образование складок нагнетания с диапировыми проявлениями на Русской плите, связанных с неравномерной вертикальной нагрузкой четвертичного ледникового покрова, в благоприятных для этого геологогеоморфологических условиях, вероятно, должны наблюдаться также и в других местах. Поэтому в заключение подчеркнем, что в дальнейшем при изучении дислокации чехла Русской плиты в области бывшего четвертичного оледенения необходимо обращать внимание на возможность проявления процессов нагнетания и диапиризма.

Литература

- Алтухов М. И., Фейгин М. Б. Отчет об изысканиях ключевой воды для водоснабжения С.-Петербурга. СПб., 1896.
- Арсеньев Н. Ф. Взгляды на Дудергофские и сопредельные с ними высоты.— Горный ж.,
- т. III. СПб., 1829.

 Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости.— Сов. геология, 1958, № 1.

 Зандер В. Н., Соломон А. П., Можаев Б. Н. Тектоника Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. Геология СССР, т. 1. «Недра», 1971.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Коржуев С. С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. «Наука», 1974. Кофман В. С. Ледниковые дислокации Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. Геология СССР, т. 1. «Недра», 1971.
- *Лебедева Н. Б.* О механизме образования глиняных диапиров.— Сов. геология, 1958,
- Лобанов И. Н. и др. Возможность использования подземных вод Ленинградской области. Тр. Ленингр. гидрометеорол. ин-та, вып. 33, 1969.
- Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов.— Природа, 1950, № 7.
- Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Тр. ГГРУ, вып. 117. Геол. изд-во ГГРУ, 1931.
- Погребов Н. Ф. О результатах гидрогеологических исследований, проведенных с цельювыяснения вопроса о возможности снабжения С.-Петербурга так называемой ключевой водой. 1913.
- Райков Б. Геологические экскурсии в окрестностях Петрограда. Изд. Э. И. Блек, Петроград, 1916.
- Ржонсницкий А. Г., Тетяев М. М. Геологические исследования в восточной части Петербургской губ.— Изв. геол. ком., 1919, т. 38, № 2.
- Свитальский Н. И. Залегание горных пород в районе г. Павловска и нарушения в нем. Экскурсионное дело № 1. Геологические экскурсии в окрестностях г. Павловска, 1921.
- Тетяев М. М. Формы структуры южной части Ленинградской области в связи с ее вероятной нефтеносностью — Сов. геология, 1941, № 1.
- Чеботарева Н. С. Общие закономерности деградации валдайского оледенения.— В кн. «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР». «Нау-
- Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей, ч. II. 1926.
- Янишевский М. Э. Геологический очерк окрестностей Павловска. Первый Всесоюзный геологический съезд. Путеводитель геологических экскурсий, 1922.
- Янишевский М. Э. Геологическая карта окрестностей Ленинграда. Описание геол. строения г. Слуцка (Павловска). — Тр. ВЧРО, в. 126, 1932.

УДК 551.24.05

Ю. В. МИЛЛЕР

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНОСТИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Рассмотрены принципы: 1) соответствия структурных форм полям напряжений, 2) наложенной деформации, 3) последовательного усложнения структуры. Разновозрастность и последовательность развития структурных форм, установленные на основе этих принципов, контролируются и подтверждаются независимыми геологическими методами.

Краеугольным камнем современного структурного анализа сложно дислоцированных толщ является выяснение последовательности развития структурных форм. Только такой подход дает возможность реконструировать структурную эволюцию изучаемого объекта, а при сопоставлении истории структурного развития двух или нескольких комплексов, развитых в одной или смежных тектонических зонах, позволяет установить возрастные соотношения между этими комплексами, т. е. выделить структурные ярусы. В то же время ряд последовательно сформированных структурных форм служит системой временных реперов, к которым привязываются самые разнообразные геологические события. Именнопоэтому детальное изучение последовательности структурных преобразований лежит в основе многих специальных исследований, направленных на изучение метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма, геохронологии, металлогении и др. Последовательности развития структурных форм в различных геологических комплексах, главным образом регионально метаморфизованных, посвящены многочисленные работы, но принципы выделения разновозрастных структурных форм, как правило, в них не рассматриваются. Между тем незнание этих принципов широким кругом геологов тормозит развитие структурных исследований, приводит к глубокому непониманию результатов структурного анализа и недоверию к тем выводам, которые из него вытекают.

ПРИНЦИП ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНОСТИ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Перед тем как перейти к принципу выделения разновозрастных структурных форм, попробуем разобраться в том, какие структурные формы можно рассматривать в качестве одновозрастных. Возьмем, например, самую обычную структурную ситуацию: систему складок, с осевыми поверхностями которых связан кливаж. На первый взгляд складки и кливаж развиваются строго синхронно. Но всегда ли так обстоит дело в действительности? Во многих случаях можно наблюдать, что кливаж связан только со сжатыми или даже изоклинальными складками, тогда как открытые складки той же генерации кливажом не сопровождаются. Следовательно, есть основания предполагать, что в данном случае развитие кливажа запаздывает относительно складок, с осевыми поверхностями которых он связан. Такие возрастные соотношения складок и кливажа находят подтверждение и в условиях эксперимента. В других

случаях, наоборот, кливаж развит очень широко, но складки появляются лишь там, где деформация достигает своего максимума. В этом случае есть основания подозревать, что развитие кливажа несколько опережает формирование складок. Аналогичные примеры не строго синхронного развития можно привести для складок и линейности, ориентированной параллельно их шарнирам, сланцеватости и лежащей в ней минеральной линейности и т. п. Из сказанного видно, что выделить строго синхронные структурные формы— задача несравненно более трудная, чем выделение разновозрастных структурных форм.

Принцип соответствия структурных форм полям напряжений. На практике оказывается удобным рассматривать в качестве одновозрастных и относить к одному этапу деформации структурные формы, явившиеся результатом одного поля напряжений. Что именно понимается под «одним» полем напряжений, будет уточнено ниже. А сейчас посмотрим, нельзя ли на основе свойств, присущих самому полю напряжений, вывести, какие пространственные сочетания структурных форм могли стать результатом одного поля напряжений и какие могли сформироваться лишь при условии смены полей напряжений во времени. Для этого рассмотрим сначала, как ориентированы относительно траекторий нормальных напряжений те структурные формы, положение которых в поле напряжений установлено более или менее определенно.

В настоящее время можно считать доказанным, что первичное положение сланцеватости или кливажа (S-поверхности) отвечает поверхностям сплющивания, т. е. поверхностям, перпендикулярным максимальному сжимающему напряжению оз. Такое заключение опирается на многочисленные теоретические и экспериментальные работы последних 10— 15 лет, а также на специальные микроструктурные исследования, изучение поверхностей растворения, обусловленных ориентированным давлением, анализ многих конкретных геологических объектов (Рамберг, 1961; Паталаха, 1969, 1970; Roberts, Stromgard, 1972; Wickhem, 1972; Паталаха и др., 1974 и др.). То, что сланцеватость (кливаж) фиксирует поверхности сплющивания, у большинства исследователей возражений не вызывает. В то же время среди многих геологов прочно укоренилось представление, что синхронно с формированием складки продольного сжатия могут развиваться две системы S-поверхностей — одна, отвечающая поверхности сплющивания, другая, описывающая данные складки и развивающаяся в результате закономерного проскальзывания слоев относительно друг друга подобно трещинам концентрического скольжения. Ошибочность такого представления не вызывает сомнения. Можно привести простые доводы в пользу того, что S-поверхности, изогнутые в складки, не могут развиваться синхронно с этими складками.

Первое, что бросается в глаза, — постоянно встречающиеся складки со сланцеватостью (кливажом) осевой поверхности без каких-либо признаков S-поверхностей, совпадающих с деформированной слоистостью. Но допустим, что это исключение из правил, тогда как в общем случае складки, изгибающие сланцеватость (кливаж), являются складками концентрического скольжения — предположение само по себе маловероятное. Тогда совершенство S-поверхностей (например, сланцеватости) должно зависеть от интенсивности складок, которые ее изгибают. На примере любого объекта не трудно убедиться, что такой зависимости не существует. Более того, сплошь и рядом мы имеем возможность выйти за пределы области развития складок, изгибающих сланцеватость, и при этом сланцеватость не только не исчезает, но и не становится хуже развитой. Наконец вспомним, что концентрическое скольжение в пределах Складки осуществляется неравномерно: на участках крыльев, максимально удаленных от замков, величина относительного проскальзывания деформированных плоскостных элементов максимальная, по мере приближения к замкам она уменьшается и в самом замке становится равной

нулю. Эта важнейшая закономерность развития трещин концентрического скольжения, обусловленная геометрическими особенностями концентрических складок, нашла экспериментальное подтверждение (Киепеп, Sitter, 1958; Ситтер, 1960). Если бы S-поверхности в самом деле являлись результатом такого проскальзывания, то и они были бы развиты неравномерно, что также не находит подтверждения при рассмотрении как природных складок, так и складок, полученных в условиях эксперимента. Таким образом, в процессе развития одновозрастных складок развивается только одна система S-поверхностей — система, отвечающая поверхностям сплющивания.

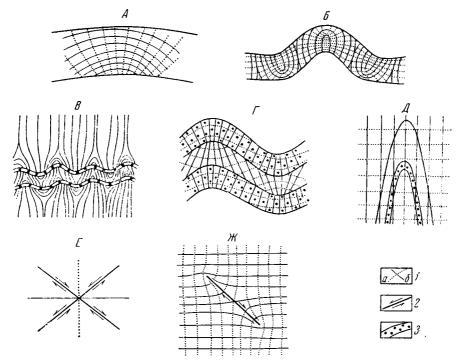


Рис. 1. Распределение траекторий нормальных напряжений: A — в складке поперечного изгиба, образованной под действием мягкого штампа, модель (по М. В. Гзовскому, 1963); B, B, Γ , \mathcal{I} — в складках продольного сжатия: B — модель (по П. М. Бондаренко и И. В. Лучицкому, 1969), B — модель (по D. Roberts, K. Stromgard, 1972), Γ — расчетная схема (по Е. И. Паталахе и др., 1974), \mathcal{I} — реконструкция (по автору); E — в зоне сопряженных трещин скалывания, реконструкция (по М. В. Гзовскому, 1963); \mathcal{K} — в зоне единичного конечного разрыва, расчетная схема (J. G. Ramsay, 1967 с ссылкой на Е. М. Апderson, 1951). I — траектории нормальных напряжений: a — σ_3 , σ_3 (проекция поверхностей сплющивания); σ_3 — трещины скалывания, разрывы, стрелками указаны направления относительных смещений; σ_3 — слои повышенной вязкости

Ориентировка линейности в поле напряжений впервые была обоснована Γ . Рамбергом (1955), который показал, что тела, отличающиеся от окружающей среды по вязкости,— гальки, оолиты, полиминеральные и мономинеральные агрегаты, отдельные кристаллы минералов и другие в условиях складчатой деформации переориентируются и располагаются параллельно направлению максимального растяжения — σ_1 . Позднее эту закономерность проверил на основе реконструкции поля напряжений пометоду M. В. Гзовского и очень хорошо акцентировал σ . С. Милеев (1970).

Распределение напряжений в складках поперечного (рис. 1, A) и продольного (рис. 1, B, B, Γ , A) сжатия исследовано главным образом на основе оптического метода изучения напряжений в моделях (Гзов-

ский, 1958, 1963; Бондаренко, Лучицкий, 1969; Roberts, Stromgard, 1972). Положение S-поверхностей в природных складках поперечного сжатия удовлетворительно согласуется с распределением напряжений, полученным экспериментально. В складках продольного сжатия S-поверхности лишь в редчайших случаях соответствуют ориентировке напряжений, полученной на основе эксперимента (Roberts, Stromgard, 1972). Несравненно чаще положение кливажа (сланцеватости) в складках этого типа, образованных слоями различной вязкости, свидетельствует о более простом распределении траекторий нормальных напряжений (рис. 1, Г). На поздней стадии развития складок продольного сжатия, когда изгиб сменяется расплющиванием, S-поверхности располагаются параллельно осевым поверхностям складок и преломление их на границе слоев различной вязкости обычно не происходит, что указывает на еще более простую схему распределения напряжений (рис. 1, Д).

Согласно М. В. Гзовскому (1963), Д. Г. Рамси (1967) и др., биссектриса тупого угла, образованного трещинами скалывания, отвечает траектории σ_3 , биссектриса острого угла — траектории σ_4 (рис. 1, E). Эта закономерность верна лишь в первом приближении, поскольку, как было впервые показано Е. М. Андерсеном (1951) на основе теоретических расчетов, а позднее подтверждено путем моделирования Д. Н. Осокиной, А. С. Григорьевым и Н. Ю. Цветковой (1974), траектории нормальных напряжений в зоне единичного конечного разрыва, образованного по принципу скалывания, обнаруживают более сложное распреде-

ление (рис. 1, Ж).

Теперь обратимся к рассмотрению поля напряжений и, в частности, к тем его свойствам, которые определяют закономерности пространственного развития структурных форм. Замечательное свойство поля напряжений заключается в том, что оно не может располагать двумя или несколькими пересекающимися системами траекторий одноименных нормальных напряжений. Если бы траектории одного из нормальных напряжений пересекались сами с собой, это означало бы, что напряженное состояние некоторых точек определяется двумя одноименными нормальными напряжениями, чего не может быть. Отсюда следует, что если к телу, находящемуся в напряженном состоянии, приложить дополнительную систему сил, это вызовет переориентировку траекторий нормальных напряжений, но не может привести к возникновению еще одной системы таких траекторий.

Другое важное свойство поля напряжений заключается в том, что траектории одноименных нормальных напряжений могут испытывать виргацию (ветвление), что не противоречит ортогональности системы нормальных напряжений для каждой точки поля. Действительно, если некоторая кривая отражает траекторию нормального напряжения, то траектория этого напряжения для произвольной точки A, принадлежащей этой кривой, определится как касательная (aa) к кривой в точке A. Но через точку A можно провести бесконечное множество кривых, для которых отрезок аа явится касательной. Виргация нормальных напряжений постоянно устанавливается и в условиях эксперимента (см. рис. 1, A, B), и в природных объектах: например, виргация шарниров одновозрастных складок.

Наконец, в объектах, содержащих резкие границы физического раздела, по которым приведены в соприкосновение тела, отличающиеся по своим физическим свойствам, а также в объектах с нарушенной сплошностью (земная кора отвечает обоим этим условиям), поле напряжений дискретно. Дискретность поля напряжений, обусловленная чередованием слоев различной вязкости, в частности, нередко наблюдается в складках продольного изгиба и выражается в развитии прямого кливажного веера в более вязких слоях и обратного — в менее вязких (см. рис. 1, Г). Дискретность поля напряжений, связанная с нарушением сплошности объе

екта, хорошо видна по поведению траекторий нормальных напряжений в

зоне разрыва (см. рис. $1, \mathcal{K}$).

Названные свойства поля напряжений позволяют прийти к заключению, что структура, обусловленная одним полем напряжений, может располагать только одной системой поверхностей сплющивания, направлений максимального сжатия и максимального растяжения. Другими словами, структура, явившаяся результатом одного поля напряжений, может располагать только одной системой кливажа или сланцеватости, одной системой складок продольного сжатия, одной системой складок поперечного сжатия, одной системой линейности, образованной трехосными объектами, двумя сопряженными системами трещин скалывания. При этом под одной системой понимается такая совокупность однотипных структурных форм, которые не могут пересекаться сами с собой, но которым в то же время присущи виргация и дискретность развития в пространстве.

Поскольку каждая структурная форма, как было показано выше, занимает определенное положение относительно траекторий нормальных напряжений, то несколько разных структурных форм, явившихся результатом одного поля напряжений, могут находиться лишь в строго определенных пространственных сочетаниях. Так, например, линейность, выраженная трехосными объектами, относительно складок продольного сжатия может занимать лишь два положения, соответствующих a- или b-линейности; осевые поверхности складок продольного сжатия должны описывать складки поперечного сжатия и т. п. Но при всех этих ограничениях одно поле напряжений может найти весьма различное структурное выражение. Какие из потенциально возможных структурных форм реализуются в той или иной конкретной геологической обстановке, зависит от механических свойств горных пород, наличия и характера механической анизотропии, скорости деформации, величины действующих сил, их ориентировки относительно поверхностей физического раздела и ряда других факторов. Сочетание структурных форм, получивших развитие в конкретной геологической обстановке и обусловленных одним полем напряжений, называется структурным парагенезисом. Назовем некоторые из них.

В неметаморфизованных геосинклинальных комплексах широким распространением пользуется структурный парагенезис, представленный линейными складками продольного сжатия с кливажом, который параллелен осевым поверхностям, или образует прямой или обратный веер в зависимости от вязкости слоев. Часто присутствуют а-, или а- и b-линейности одновременно, представленные бороздчатостью. Близкий структурный парагенезис рассмотрен в работах Е. И. Паталахи (1970, 1973).

В регионально метаморфизованных комплексах аналогичный парагенезис выглядит несколько иначе: с линейными складками продольного сжатия связана сланцеватость, которая, как правило, строго отвечает их осевым поверхностям. Обычно получают развитие b-линейность и система будин с осями, параллельными шарнирам складок. Для поздних стадий структурного развития характерен парагенезис, отвечающий условиям жесткой деформации: кинк-зоны, сопряженные трещины скалывания в сочетании с трещинами отрыва. В породах со слабо развитой слоистой текстурой или совершенно массивных, например в гранитах, очень часто реализуется структурный парагенезис, представленный только кливажом (сланцеватостью) и линейностью при полном отсутствии складок

Принцип соответствия структурных форм полям напряжения является основополагающим для выявления разновозрастных структурных форм. Согласно этому принципу, наличие пересекающихся направлений, соответствующих одноименным нормальным напряжениям, или пересекающихся поверхностей сплющивания, какое бы структурное выражение

они не нашли, свидетельствует о заведомой разновозрастности наблюдаемых структурных форм, поскольку эти структурные формы не могут оказаться результатом одного поля напряжений.

Отсюда структура типа «замок в замке» (рис. 2, A) не может оказаться одновозрастным образованием, поскольку в ней пересекаются по крайней мере две плоскости сплющивания: одна, отвечающая сланцеватости S_n , развитой по осевой поверхности складки F_n , другая, соответствующая сланцеватости S_{n+1} , связанной со складками F_{n+1} . Осевая поверхность складки F_n и кливаж S_{n+1} (рис. 2, E) являются различным структурным выражением поверхностей сплющивания, которые пересекают друг друга. При этом неважно, какому из упомянутых вариантов

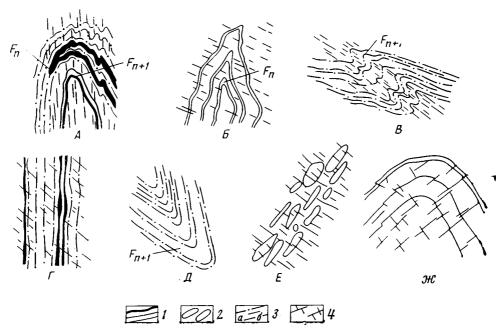


Рис. 2. Пространственные сочетания разновозрастных структурных форм. Пояснения в тексте. 1— слоистость; 2— деформированная галька; 3— S-поверхности: a— древние (S_n) , δ — наложенные (S_{n+1}) ; 4— трещины скалывания

распределений нормальных напряжений (рис. 1, E, E, F, E) отвечает складка F_n . При любом из них пересечение поверхностей сплющивания имеет место и, следовательно, сланцеватость S_{n+1} и складка F_n — заведомо разновозрастные структурные формы. Соответственно сланцеватость ${\mathcal S}_n$, деформированная в складку F_{n+1} со своей системой сланцеватости S_{n+1}^{n} (рис. 2, B), или две пересекающиеся сланцеватые текстуры (рис. 2, Γ), или просто сланцеватость, деформированная в складку (рис. 2, Д), являются пространственными сочетаниями разновозрастных структурных форм. Исключение составляет лишь случай, по-видимому, весьма редкий, когда сланцеватость S_n является миметической, пассивно унаследующей слоистую текстуру. Уместно напомнить, что сланцеватость не может оказаться миметической, если она отвечает осевым поверхностям складок (как бы редко эти складки не встречались), пересекает, хотя бы локально, слоистость или какие-нибудь инородные образования — гальку, конкреции, жилы, интрузивные или метасоматические тела и др., или обладает особенностями бластомилонитовой текстуры. Безусловно разновозрастными являются линейность, выраженная трехосными объектами, например деформированной галькой (рис. 2, E), и расположенная под углом к ней сланцеватость. Действительно, линейность соответствует траектории σ_i , но в плоскости сланцеватости также располагается система траекторий σ_i . Следовательно, в пространстве пересекаются две системы направлений максимального растяжения, что не может иметь место в одновозрастных структурных формах.

В процессе становления структурных форм одного этапа деформации поле напряжений не остается неизменным на любой стадии развития структуры, оно находится в соответствии с уже сформированными структурными формами, и изменением внешней нагрузки, меняется согласно продолжающимся структурным преобразованиям и в то же время предопределяет дальнейшее структурное развитие. Поэтому в структуре, явившейся результатом одного этапа деформации, мы не находим структурных форм, отражающих промежуточные состояния поля напряжений, что привело бы к пересекающимся системам S-поверхностей, линейности и др. Даже в условиях эксперимента, при чрезвычайно больших скоростях пластической деформации (считанные минуты), кливаж, образующий на ранней стадии развития складок прямой или обратный веер, в процессе дальнейшей деформации успевает приспособиться к меняющемуся полю напряжений — переориентируется и в итоге занимает положение, параллельное осевой поверхности (устное сообщение Н. Б. Лебедевой о серии экспериментов, проведенных под ее руководством в тектоно-физической лаборатории $M\Gamma Y$). При смене одного этапа деформации последующим, такое приспособление структурных форм к изменившемуся полю напряжений не происходит (или не успевает произойти), поле напряжений приходит в несоответствие с ранее сформированными структурными формами, что приводит к становлению новой генерации структур, секущих и искажающих прежние. Это свидетельствует о скачкообразном изменении поля напряжений при переходе от одного этапа деформации к другому в отличие от постепенных изменений, происходящих в течение становления структурных форм одной генерации (одного этапа деформации). Отсюда под «одним» понимается поле напряжений, которое в каждый момент и в любой своей точке находится в соответствии с обусловленными им структурными формами.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что связь структурных форм с разными полями напряжений безусловно свидетельствует об их разновозрастности, но одновозрастность структурных форм, отвечающих одному полю напряжений, условна. Более того, соответствие структурных форм одному полю напряжений еще не является бесспорным признаком их принадлежности к одному этапу деформаций. Нельзя исключать возможность простого совпадения (локального или регионального) разновозрастных полей напряжений, разделенных во времени становлением одной или нескольких генераций структурных форм. Так, например, складка и системы сопряженных трещин скалывания (рис. 2, Ж) могут оказаться результатом одного поля напряжений и, следовательно, относиться к одному этапу деформации, но отражать меняющуюся реакцию пород на внешние силы от пластичной к жесткой, как это наблюдается в большинстве комплексов (Миллер, 1973). В то же время они могут оказаться результатом одинаково ориентированных, но разновозрастных полей напряжений, т. е. относиться к разным этапам деформации.

Рассмотренный выше принцип позволяет ответить на вопрос, какие структурные формы могут оказаться примерно одновозрастными и какие одновозрастными заведомо быть не могут, но никак не затрагивает проблему последовательности их развития.

ПРИНЦИПЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Принцип наложенных деформаций. Для ответа на вопрос о последовательности развития структурных форм обычно используются признаки наложенной деформации. Наложенными называются деформации, которые искажают ранее сформированные структурные формы и приводят к становлению новой системы структурных элементов. В отечественной литературе признаки наложенных деформаций освещены В. В. Эзом (1970, 1972), Ю. И. Лазаревым (1972), А. Н. Қазаковым (1976). Использование принципа соответствия структурных форм полям напряжений позволило квалифицировать пространственные сочетания структурных форм, изображенные на рис. 2, A, B, B, Γ , Π , E, как совокупности разновозрастных структурных форм. Признаки наложенной деформации дают основание рассматривать складки F_{n+1} (рис. 2, A, B, \mathcal{I}) как наложенные, поскольку ими деформированы другие структурные формы, являющиеся соответственно более древними. Именно деформация древних структурных форм привела к становлению новообразованных элементов: крыльев, шарниров, осевых поверхностей складок F_{n+1} . Для выяснения относительного возраста пересекающихся систем сланцеватости (рис. $2, \Gamma$) или линейности и сланцеватости (рис. 2, E) надо знать, какая из этих текстур играет активную роль и какая сечется и затушевывается в результате развития деформации. Эти задачи не всегда находят однозначное решение с позиций структурной методики, оторванной от других методов и в первую очередь от структурно-метаморфических.

В других случаях отсутствие закономерного искажения одних структурных форм другими также является признаком их последовательного развития. Например, если бы кливаж S_{n+1} (рис. 2, E) или трещины скалывания (рис. 2, E) заложились одновременно с развитием складок или тем более предшествовали им, они обязательно были бы ими деформированы, чего в данном случае не наблюдается. Следовательно, сначала были сформированы складки, а потом кливаж или трещины скалывания.

Принцип последовательного усложнения структуры. Иной путь определения последовательности развития структурных форм состоит в прослеживании постепенных переходов от простой структуры к сложной и в рассмотрении наблюдающегося усложнения структуры, установленного в пространстве, в качестве закономерности развития структуры во времени. Такой путь установления возрастных соотношений структурных форм правомерен при допущении, что процесс становления одновозрастных структурных форм повсеместно протекал одинаково. Так, например, если прослежен постепенный переход от пологих складок F_1 к сжатым, с системой кливажа S_1 и далее к складкам F_2 , деформирующим этот кливаж, то можно утверждать, что там, где сейчас наблюдаются складки F_2 , последовательность структурных событий была такой: пологие складки F_4 , сжатые складки F_4 , осложненные кливажом S_4 , складки F_2 .

КОНТРОЛЬ РАЗНОВОЗРАСТНОСТИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ НЕЗАВИСИМЫМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Разновозрастность и последовательность развития структурных форм, установленные на основе рассмотренных принципов, могут быть проконтролированы независимыми геологическими методами. Отсюда не следует, что неструктурными методами исследования можно подменить структурный анализ. Представление о структуре возможно составить только на основе применения специальных методов. В то же время принципиальная возможность такого контроля показывает, что применение специальных структурных и традиционных геологических методов

приводит к согласованным выводам, а потому эти методы призваны дополнять и проверять друг друга в целях получения наиболее полной и достоверной картины геологического развития.

Контроль разновозрастности и последовательности развития структурных форм обычно основан на сопоставлении деформации пород с другими процессами, протекающими одновременно с деформацией — осадкообразованием, метаморфизмом, ультраметаморфизмом, магматизмом, метасоматозом и т. д. С помощью обычных геологических или специальных методов (независимых от структурных) устанавливается последовательность осадкообразования, метаморфических, магматических и др. событий. Возрастная корреляция этих событий со структурными преобразованиями позволяет устанавливать разновозрастность и последовательность развития структурных форм на основе неструктурных методов. Классическим неструктурным методом определения разновозрастности и последовательности деформаций является выяснение возраста пород, затронутых и не затронутых теми или иными структурными преобразованиями. Другим элементарным примером могут служить тела ортопород (или метасоматитов), секущие дислоцированные породы и в то же время сами испытавшие деформацию. В некоторых случаях на основе определения последовательности ряда магматических или ультраметаморфических событий удается достигнуть весьма дробного возрастного расчленения структурных форм. Так, например, в породах ваханской серии Юго-Западного Памира на основе последовательности ультраметаморфических событий удалось выделить складки нескольких этапов деформации.

Но обратимся к менее очевидному и более конкретному примеру. Рассмотрим две системы сланцеватости, из которых одна смята в складки, а другая — расположена параллельно осевым поверхностям этих складок (см. рис. 2, В). В общем случае анализ минеральных парагенезисов показывает, что РТ-условия, в которых развивались эти сланцеватые текстуры, различны и стало быть они безусловно являются разновозрастными образованиями (вывод, согласующийся с принципом соответствия структурных форм полям напряжений). Во всех случаях, когда анализ метаморфических преобразований позволяет установить временные соотношения парагенезисов, оказывается, что парагенезис, отвечающий сланцеватости S_{n+1} , замещает парагенезис, соответствующий сланцеватости S_n , т. е. S_n древнее S_{n+1} (вывод, согласующийся с принципом наложенных деформаций). В частном случае, когда обе сланцеватости представлены минералами одного парагенезиса и, следовательно, развивались в одних условиях, задача на основе метаморфических методов не решается.

К аналогичным выводам можно прийти на основе анализа соотношений деформации с ультраметаморфическими или метасоматическими преобразованиями и тем самым приумножить примеры определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм на основе неструктурных методов. Но едва ли в этом есть необходимость. Важна не только сама возможность проверки такими методами частных построений. Важнее другое: контроль независимыми методами последовательности развития структурных форм, установленной на основе принципов и методов структурного анализа, каждый раз показывает, что эта последовательность верна. Это значит, что принципы и методы, лежащие в основе определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм, также верны.

Литература

Бондаренко П. М., Лучицкий И. В. О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба. Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4.

Гзовский М. В. Метод моделирования в тектонофизике.—Сов. геология, 1958, № 4.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, части III, IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах.

Л., «Наука», 1976.

Лазарев Ю. И. О геометрическом анализе складчатых деформаций в районах наложенной складчатости. В кн. Методические указания по геол. съемке масшт. 1:50 000, вып. 4. Геол. съемка в областях развития метаморфических образований. Л., «Недра», 1972.

Милеев В. С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. Докл. АН СССР, 1970,

т. 192, № 4.

Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973, № 5.

Осокина Д. Н., Григорьев А. С., Цветкова Н. Ю. Метод и результаты моделирования перестройки регионального поля и формирования локальных полей тектонических напряжений в окрестностях тектонических разрывов. Механика литосферы. Тезисы докладов Всесоюзного совещания (23-25 октября 1974, Ленинград). М., 1974.

Паталаха Е. И. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основе геологических и экспериментальных данных).— Геотектоника, 1969, № 2. Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата,

«Наука», 1970, 216 с.

Паталаха Е. И. О некоторых важнейших чертах внутренней структуры типичной геосинклинальной складчатости (соотношение структур течения и складчатости в пространстве и времени).— В сб.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, «Наука»,

Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, «Наука», 1974.

Рамберг Г. Экспериментальное и теоретическое изучение птигматитовых складок.— В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд-во АН CCCP, 1961.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной теологии сложнодислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.

Эз В. В. Методы изучения структур метаморфических толщ.— В кн.: Методические указания по геол. съемке масшт. 1:50 000, вып. 4.— Геол. съемка в областях развития метаморфических образований. Л., «Недра», 1972.

Anderson E. M. The dynamics faulting. Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh, 1951. Kuenen Ph. H., Sitter L. U., de. Experimental investigation into the mechanism of folding.— Leidse Geol. meded., 1958, No. 10.

Ramberg H. Natural and experimental boudingage and pinch-andeswell structures. - J.

Geol., 1955, v. 63, No. 6.

Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. New York, 1967.

Roberts D., Stromgard K. A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones.— Techtonophysics, 1972, v. 14, No. 2.

Wickhem J. S. Structural history of Portion Blue Ridge, Northern Virginia — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, No. 3.

Институт геологии и геохронологии докембрия AH CCCP

Статья поступила-27 февраля 1975 г.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1976 г.

M.	Г. Агабеков, К. М. Керимов, А. Б. Мошашвили, В. Е. Хаин. Новые данные о
r	строении центральной части Куринской впадины
1.	И. Амурский. Урало-Оманский линеамент и его роль в региональной структуре
ш	Средней Азии
п.	А. Афоничев, Л. И. Боровиков, А. В. Доливо-Добровольский, Н. В. Скублова,
	С. И. Стрельников, Н. А. Яковлев. Значение результатов дешифрирования
п	космических фотоснимков
щ.	Я. Ахбер, И. В. Мушкин. Кызылкумо-Нуратинский глубинный разлом (Тянь- Шань)
Δ	А. Белов, В. Л. Омельченко. Офиолиты в структуре Марухского покрова и не-
л.	которые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта
	Северного Кавказа
T.	П. Белоусов. К истории развития вертикальных тектонических движений Па-
-•	мира в плейстоцене и голоцене
A.	Т. Богаец. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позд-
	недокембрийского комплекса юга СССР
Ч.	Б. Борукаев. Общий анализ структурных рисунков Кубы
Ю	. К. Бурлин. О связи нефтегазоносности с тектоникой и формациями на северо-
	западе Тихоокеанского тектонического пояса
В.	М. Верба, Б. В. Ермаков. Тектоническое районирование северо-западной части
_	шельфа Берингова моря и прилегающих побережий
	М. Власов. Островные дуги и новая глобальная тектоника
B,	В. Волков. Тектонические закономерности размещения раннепалеозойских вул-
A	каногенных формаций
Л.	А. Гангнус, В. К. Кучай: О связи сейсмодинамических параметров с элемента- ми четвертичной структуры (на примере Гармского района Таджикской ССР)
P.	Г. Гарецкий, Г. В. Зиновенко. Формирование крупных отрицательных структур
• •	древних платформ (на примере Подлясско-Брестской впадины)
P.	А. Гафаров. Типы разломов и тектоника фундамента Восточно-Европейской
- •	платформы
M.	3. Глуховский. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щи-
	та и Становой области (по материалам дешифрирования телевизионных кос-
	мических снимков
M.	И. Грудинин, Э. Л. Прудовский. Офиолиты складчатого обрамления юга Си-
	бирской платформы
A.	Б. Дергунов, Ю. Е. Молдаванцев. О строении и тектоническом положении габ-
_	бро-гипербазитовых массивов Полярного Урала
	Г. Қазымин. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы
A.	Л. Книппер, С. Д. Соколов. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллох-
D	TOH?
Ð.	Н. Козеренко, В. С. Ларцев. Основные черты строения и развития Мозамбик-
Δ	ского пояса Восточной Африки
	морфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах
A.	Я. Кравчинский. Реакция геосинклинальных областей на горизонтальные пере-
	мещения Восточно-Европейской платформы
H.	А. Крылов, А. К. Мальцева. Циклы осадконакопления молодых платформ и
	тектоника
M.	Г. Леонов. Тектонический режим эпох образования олистостромов
Ю.	Г. Леонов. О некоторых методических предпосылках корреляции тектони-
	ческих движений
Ħ.	Б. Лебедева. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кли-
2	H THUMBONIA D. V. III DELLO D. R. BOOMFURGER (MR.) PROTOFURGERY HOUSE
3.	Н. Лишневский, В. К. Шевченко, В. В. Бронгулеев (мл.). Геологические признаки и проблемы постмагматического поднятия гранитов (на примере Ниж-
	него Приамурья и Западного Приохотья)
	nero riphamilhan a canaducto riphamoren)

	люванов. О природе дислокации дудергофских высот в окрестностях ле-
В. П.	инграда Лозиев. Современная структура и типы локальных дислокаций Южно-Тад-
м. г.	икской депрессин
Д	ии "
ГЈ	ыбы Украинского щита
Ю. В.	Меланхолина, В. М. Ковылин. Тектоническое строение Японского моря . Миллер. Основные принципы определения разновозрастности и последовальности развития структурных форм
A. E.	Мирошников, Э. Г. Викс. Морфология, механизм и время образования ладчатых структур Ангаро-Тасеевской зоны
CE	Михалев, М. И. Бородулин. О глубинной структуре Донецкого бассейна в ете современных геофизических данных
го	бассейна
M	Непрочнов, Ю. Д. Евсюков, Л. К. Затонский, В. Н. Москаленко, Г. А. Сенов. Строение центральной части Восточно-Индоокеанского хребта по даным детальных исследований в 54-м рейсе НИС «Витязь»
H. T.	Пашова, Р. М. Пистрак. Пространственное размещение глубинных струк-
A. B. A. H	р, определивших развитие Сарматского щита Пейве, А. Л. Яншин, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер, М. С. Марков, А. Моссаковский, А. С. Перфильев, Ю. М. Пущаровский, А. Е. Шлезингер, А. Штрейс. Становление континентальной земной коры Северной Евразии
A. C.	связи с составлением новой тектонической карты)
Д	онецкого бассейна
	Пучков. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала
C. C.	Размыслова, Г. И. Слепакова. О соотношении структурных планов осадоч-
	го чехла и фундамента Прикаспийской впадины
м. и .	лкой складчатости Донецкого бассейна
	очно-Камчатской и Курильской зонах
	н проолема структурной эволюции проолема структурной эволюции просолема структурной эволюции прийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок)
	Соловьева. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана
	Гарасов. Об условиях образования инъективных дислокаций
5. H.	Чалый. Глубинные разломы и развитие Карпатской складчатой системы
И. А. мс	Черноморский, В. И. Васильева. Опыт расшифровки псевдомоноклинали в нотонных гнейсовых толщах раннего докембрия (на примере Кольского
В. Д. ра	луострова) Чехович, Л. П. Зоненшайн. Основные черты структуры и тектонического звития Альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кай-
	вое
ни Н. Н.	ки»
И. Н.	Шапиро. О северо-восточном продолжении Восточно-Камчатского синкли-
B. A. 1	рия
pa (. 366 1. 3. k	и Тянь-Шаня
	Краткие сообщения
B. M :	Моралев, Б. М. Шмакин. Тектонические и физико-химические условия фор-
миј 8. Н. I	оования докембрийских пегматитовых полей Индии
	Критика и дискуссии
I. Ф. I	(анана. О роли тектоники при образовании региональной зональности в не-
KO'	горых рудных провинциях (по поводу статьи Г. И. Князева «Геотектониче-

 И. В. Мушкин. К вопросу о составе и главных этапах эволюции консолидированной коры Южного Тянь-Шаня (по поводу статьи Ф. Х. Зуннунова, М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, Т. Эргашева «Геолого-геофизическая модель земной коры Западного Узбекистана (Южный и Срединный Тянь-Шань)». В. А. Разницын. О классификации авлакогенов (замечания к работам В. К. Гавриша о генетической классификации авлакогенов)	5 4			
Рецензии				
В. А. Решитько, Ю. Н. Лазаренко, Ю. Г. Ермаков. Рудные пояса межглыбовых подвижных зон	3 2			
Хроника				
Организационное заседание по проекту Международной программы геологической корреляции «Глобальная корреляция эпох тектогенеза» (Гренобль, 3—4.IX 1975)	2 3 5 4 2 3 1 5 3			

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции:

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

Технический редактор Е. Н. Расторгуева

В-232 ПЕСОЧНИЙ ПЕР 3-42 МАКАРЫЧЕВУ Г И 70228 1-12

Цена 1 р. 20 к. 7 Индекс 70228



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»