

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1984



ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1984

СОДЕРЖАНИЕ

Тихомиров В. В., Малахова И. Г. Проблемы тектоники на Международных геологических конгрессах	3
Хаин В. Е. Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных геосинклинальных поясов Евразии	13
Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Старостенко В. И., Харченко Г. Е., Русаков О. М., Козленко В. Г., Костюкевич А. С. Строение земной коры и мантии в зоне платформенного Индийского минимума геопотенциала (?)	24
Соловьев Н. Н., Амурский Г. И. Тектонодинамика и нефтегазоносность	34
Ступка О. С. О тектоническом режиме архея (на примере Украинского щита)	46
Парфенов В. Д. К методике тектомофизического анализа геологических структур	60
Буш В. А., Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А., Катцунг Г., Кирсанов В. В., Кирюхин Л. Г., Круль П. Сравнительная тектоника Среднеевропейского и Предуральского варисциидских прогибов	73
Разваляев А. В. Дорифтовый этап развития Красноморско-Аденской зоны	85
Межвилк А. А. Роль горизонтальных движений в формировании тектонических структур и месторождений Норильского района	99
Поляк Б. Г., Кононов В. И., Хуторской М. Д. Тепловой поток и строение литосферы Исландии в свете новых данных	111

Хроника

Белоусов В. В. Некоторые впечатления о XVIII Генеральной ассамблее международного геодезического и геофизического союза	120
Зоненшайн Л. П. Вопросы тектоники на XVIII Генеральной ассамблее международного геодезического и геофизического союза	124

CONTENTS

Tikhomirov V. V., Malakhova I. G. Problems of tectonics at International geological congresses	3
Khain V. E. On one very important regularity of development of intercontinental geosynclinal belts of Eurasia	13
Chekunov A. V., Sollogub V. B., Starostenko V. I., Kharechko G. E., Rusakov O. M., Kozlenko V. G., Kostyukevich A. S. Structure of the Earth's crust and mantle in the zone of the planetary Indian geopotential minimum (?)	24
Soloviev N. N., Amursky G. I. Tectonodynamics and oil- and gas reserves	34
Stupka O. S. On the tectonic regime of Archean (on the example of the Ukrainian shield)	46
Parfenov V. D. On methods of tectono-physical analysis of geological structures	60
Bush V. A., Kazantsev Yu. V., Kamaletdinov M. A., Katzung G., Kirsanov V. V., Kiryukhin L. G., Krull P. Comparative tectonics of the Middle European and Pre-Uralian Variscan foredeeps	73
Razvalyaev A. V. Pre-rift stage of development of the Red Sea — Aden zone	85
Mezhvilk A. A. The role of horizontal movements in formation of tectonic structures and deposits of the Norilsk region	99
Polak B. G., Kononov V. I., Khutorskoi M. D. Heat flow and structure of Icelandic lithosphere in the light of latest data	111

Chronicles

Belousov V. V. Some impressions of the XVIIIth General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics	120
Zonenshain L. P. Problems of tectonics at XVIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics	124

УДК 551.24

ТИХОМИРОВ В. В., МАЛАХОВА И. Г.

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ НА МЕЖДУНАРОДНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОНГРЕССАХ

Приведен исторический обзор тектонических проблем, рассматривавшихся на сессиях Международного геологического конгресса. На протяжении более чем 100 лет существования этой международной организации тектоническим вопросам всегда уделялось значительное внимание. Доклады, стоявшие в повестке различных сессий конгресса, сыграли значительную роль в формировании теоретических представлений и в практических исследованиях.

Специфика геологии как науки требует широких знаний по вопросам, связанным с особенностями строения и истории геологического развития самых различных областей земного шара. В то же время концентрация и изучение подобных данных, почерпнутых в результате исследований, проводимых в различных регионах нашей планеты, является делом в высшей степени трудоемким и требует коллективных усилий и весьма большого труда естествоиспытателей. Такие соображения побудили геологов, занимающихся изысканиями в самых различных уголках земного шара, к поиску способа многосторонних контактов с целью обмена собранными данными и взаимного ознакомления с выводами теоретического характера. Во исполнение такого намерения после длительных обсуждений и согласований было решено приступить к практике периодического созыва Международного геологического конгресса.

В августе 1878 г. в Париже состоялась первая сессия этого конгресса. В дальнейшем сессии Международного геологического конгресса (МГК) стали созываться через каждые три—четыре года в различных странах мира. Первоначально все заявленные доклады заслушивались на общих, т. е. пленарных, заседаниях конгресса, но вскоре оказалось, что широкая дифференциация геологической науки на отдельные отрасли, подчас мало связанные одна с другой, продиктовала целесообразность разделения заседаний по секциям, каждая из которых посвящена тому или иному кругу вопросов, приуроченных к родственным научным проблемам. Подобное подразделение на секции стало осуществляться начиная с VI сессии МГК, состоявшейся в 1894 г. в Цюрихе.

Следует подчеркнуть, что на первых же сессиях МГК весьма отчетливо выявились трудности, обусловленные отсутствием полного взаимопонимания геологов из-за существенного разнобоя в употребляемой ими специальной геологической терминологии, в способах изображения геологических карт и в расчленении стратиграфической шкалы. Это обстоятельство продиктовало необходимость создания комиссий по унификации геологического языка, что в короткое время положительно сказалось на выработке единообразных геологических классификаций и терминологий.

Среди важнейших проблем, обсуждавшихся на конгрессе, видное место обычно отводилось вопросам тектоники¹. Уже на I сессии МГК было заслушано несколько докладов по этой тематике. Все они исходили из распространенной в то время гипотезы контракции. В частности, французский исследователь А. де Лаппаран отмечал наличие ундуля-

¹ Основой для написания данной статьи послужили материалы I—XXVI сессий МГК, публиковавшиеся в странах проведения этих сессий, а также издававшиеся в нашей стране с 1963 по 1983 гг. сборники «Проблемы геологии...» и XXI—XXVI сессий МГК.

ций на дне пролива Па-де-Кале, а его соотечественник Ч. Барруа сделал сообщение о распространении складчатости в Арденнах, обусловленной давлением с севера на юг. Следует отметить, что в докладах Ч. Лори (Франция) и швейцарского ученого А. Фавра были приведены новые для того времени сведения о наличии крупных надвигов в некоторых горных районах. Такого рода сообщения стали важным поводом для разработки гипотезы шарьяжей, сформулированной позднее М. Бертраном.

Последующие четыре сессии конгресса были посвящены унификации геологической терминологии, условных обозначений к геологическим картам и палеонтологическим названий; вопросы тектоники на них не обсуждались. Начиная с VI сессии МГК (г. Цюрих) тектонические вопросы были сконцентрированы в основном на секции «Общая геология».

На пленарном заседании Цюрихской сессии был заслушан доклад М. Бертрана о приуроченности к различным тектоническим зонам Французских Альп конкретных типов осадочных формаций.

VII сессия МГК состоялась летом 1897 г. в Петербурге. Она привлекла максимальное по тому времени число участников (704 человека), и среди работавших секций вновь шли заседания по разделу «Общая геология», на которых были заслушаны доклады тектонического содержания.

Так, С. Менье (Франция) доложил результаты экспериментальной работы по моделированию складчатых сооружений Европы, а Ф. Сакко (Италия) дал картину глобального орогенеза, выделив зоны древнего, альпийского, апенинского и океанического орогенезов.

VIII сессия МГК, состоявшаяся в 1900 г. в Париже, уже содержала в своей структуре секцию, в названии которой впервые подчеркивалось ее тектоническое направление. Она была названа «Общая геология и тектоника», и ее продолжавшаяся два дня работа осуществлялась под непосредственным руководством известного английского ученого Арчибалда Гейки. Были заслушаны доклады целого ряда крупных геологов (Т. Чемберлена, Дж. Джоли, А. де Лаппарана и др.), в которых наряду с освещением общегеологических проблем затрагивались и такие тектонические вопросы, как, например, связь осадконакопления с движениями земной коры.

На следующей сессии МГК, проходившей в 1903 г. в Вене, работала секция по теме «Останцы покрова, тектонические покровы и клиппы». На ней были зачитаны доклады о клиппах Карпат (В. Улиг), тектонических покровах в Альпах (Э. Ог, М. Люжон, П. Термье), Скандинавии (А. Тернебом), Северной Америки (Б. Уиллис), Германии (Ф. Космат) и Гималаях (С. Грисбах). Именно на этой сессии концепция покровного (шарьяжного) строения складчатых сооружений завоевала широкое признание.

На X сессии конгресса (Мексика, 1906 г.) основная тематика была связана с особенностями геологического строения Центральной Америки. Одна из трех тем конгресса была посвящена явлениям вулканизма и соотношению тектоники и эруптивных масс. Приуроченные к конгрессу экскурсии дали обильный материал по всем рассматриваемым темам, что обусловило проведение оживленных и весьма интересных дискуссий. Наряду с этим был заслушан теоретический доклад по общим вопросам развития тектоники (А. Ротплетц, Германия).

В 1910 г. в Стокгольме на XI сессии МГК снова работала секция общей геологии и тектоники, которой руководил выдающийся швейцарский геолог А. Гейм. В заслушанных докладах явно стало проступать влияние учения о геосинклиналях, приобретавшего тогда все большую и большую популярность в геологических сферах. С сообщением «Погружения, осадконакопление и обрамляющая складчатость» выступил Г. Штилле (Германия). Другие докладчики затронули вопросы о связи складчатости и землетрясений, об изменении уровня северной части Европейского континента, а также о складчатости и покровах в Альпах. В итоге обсуждения доклада В. Хоббса (США) «О системе трещин в земной коре» было принято решение о создании Международной комиссии по изуче-

нию разломов земной коры. Сам доклад Хоббса положил начало исследованию разломной сети земного шара; в ней впервые прозвучал термин «линеамент».

На XII сессии конгресса в Канаде (Торонто, 1913 г.) на пленарном заседании было вынесено решение о присуждении премии Л. А. Спендиарова² известному французскому ученому Э. Аргану за работу «Покровы Западных Альп...», сыгравшую крупную роль в дальнейшем развитии теоретической тектоники.

После десятилетнего перерыва, вызванного первой мировой войной, в Брюсселе в 1922 г. состоялась очередная XIII сессия Международного геологического конгресса. На ней работали три секции, занимавшиеся тектоническими проблемами: «Тектоника областей герцинской складчатости», «Связь областей складчатости с зонами погружения земной коры» и «Тектоника Азии». Большинство докладов носило чисто региональный характер, и только сообщения, представленные советскими геологами (Д. И. Мушкетов, М. М. Тетяев), а также Э. Арганом (Швейцария) имели характер крупных обобщений.

Большое внимание привлекло выступление Э. Аргана на тему «Тектоника Азии» и представленная им тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 8 000 000. В этом докладе Э. Аргана была выдвинута идея образования горных сооружений Восточной Азии в результате столкновения Индостана и Евразии, ставшая столь популярной в наши дни.

На этой сессии была создана комиссия по изостазии, работавшая затем во время двух последующих конгрессов. Было принято также решение об издании полного собрания сочинений М. Бертрана, скончавшегося в 1907 г.

Следующая, XIV сессия МГК проходила в 1926 г. в Мадриде. Тектонике были посвящены секции по герцинской складчатости и вулканизму. Кроме того, отдельные тектонические проблемы рассматривались в секциях по геологии Средиземноморья и Африки. При сравнении Европейского и Африканского континентов многими участниками отмечались сходные черты в их тектоническом строении. Доклады, посвященные герцинским движениям, имели сугубо региональный смысл.

К сообщениям общетеоретического характера следует отнести выступление Г. Штилле о процессе разрастания щитов за счет приращения к ним последовательно образующихся полос складок, состоявшееся на секции «смешанной тематики».

В связи со значительной территориальной удаленностью Претории на происходившую там в 1929 г. XV сессию МГК приехало значительно меньше геологов, чем на предыдущие и последующие секции конгресса. Вопросы тектоники отдельно в программе этой сессии выделены не были. Можно лишь упомянуть о деятельности комиссии по разломам земной коры. Ее задачи сформулированы на XVI сессии МГК, состоявшейся в 1933 г. в Вашингтоне. За их основу была принята программа, предложенная Д. И. Мушкетовым в письме, зачитанном Г. Штилле. Основными направлениями предстоящих исследований были признаны: составление международного словаря тектонических терминов; создание истории и описание всех тектонических теорий с подробной библиографией; публикация монографий по тектонике отдельных стран; о неотектонике и др. Президентом Комиссии земной коры был избран Д. И. Мушкетов; в ее состав вошли Э. Арган, В. Бухер, Б. Зандер, Г. Штилле, М. М. Тетяев и ряд других крупных ученых.

На Вашингтонском конгрессе тектонике была посвящена секция «Орогенез», на которой был прочитан ряд докладов по корреляции тектонических структур Европы и Северной Америки, об орогенах отдельных регионов, а также представлены результаты сейсмотектонических исследований. Особый интерес вызвали обобщающие доклады о современных теориях тектогенеза Центральной Азии (Д. И. Мушкетов), о

² Премия Л. А. Спендиарова была учреждена на VIII сессии МГК по предложению русской делегации. Некоторые детали см. в статье В. В. Тихомирова («Природа», 1982, № 5, с. 78—84).

связи металлогенических провинций с орогенезом (В. А. Обручев), о законе симметрии в строении земной коры (П. Фурмарье, Франция), об унаследованности в тектоническом развитии Европы (Р. Швиннер, Австрия), а также выступление Р. ван Беммелена (Нидерланды) с сообщением об ундационной теории развития земной коры, получившей впоследствии широкий резонанс.

Отдельно работала секция на тему об «Орогенезе Аппалачей». Кроме того, вопросы региональной тектоники были рассмотрены в докладах по секции смешанной тематики.

Видное место в истории международных связей геологов занимает XVII сессия МГК, состоявшаяся в 1937 г. в Москве и собравшая рекордное за все время проведения предыдущих сессий конгресса количество участников (около 1000 человек). Возросло также и количество секций.

Вопросы практического использования в народном хозяйстве достижений геологической науки стали основной темой Московской сессии. Теоретические проблемы тектоники рассматривались в ином аспекте — в связи с магматизмом и образованием рудных месторождений.

На секции, посвященной тектонике Азии, следует особо упомянуть доклад А. Д. Архангельского о геологическом строении и геологической истории СССР. Этот доклад содержал результаты исследований целой группы советских геологов, работы которых привели к развитию новых представлений в области теоретической геологии и созданию первых тектонических схем крупных территорий.

Большое значение для развития теории тектогенеза имели выводы, содержащиеся в докладах таких советских ученых, как М. А. Усов (пульсационная гипотеза), М. И. Варенцов, В. И. Попов, Н. С. Шатский (критика неокатастрофизма и развитие идеи непрерывности тектонических движений во времени и пространстве), В. Е. Ханн (связь орогенических и эпейрогенических движений).

Значительное внимание участников конгресса привлекли доклады по региональной тектонике: М. В. Муратова о строении Крымского полуострова; В. В. Белоусова, И. О. Брода, Н. Б. Вассоевича, В. П. Ренгартена — о разных чертах тектоники Кавказа; Е. Е. Павловского, — о происхождении впадины оз. Байкал; П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова — о тектоническом строении северо-востока Азии и некоторые другие. Интересными были и сообщения многих иностранных участников, среди которых следует отметить доклады японских геологов К. Ватанабе и Т. Кобаяши о тектонике Японских островов, нидерландского геолога Р. ван Беммелена о гравитационном тектогенезе в Индонезии, а также швейцарского ученого А. Гейма о тектонических исследованиях в Гималаях.

В представленных докладах рассматривались различные тектонические теории: тангенциального сжатия, пульсаций, ундационная гипотеза, учение о геосинклиналях, гипотеза шарьяжей и др. Все они в соответствии с общепринятыми тогда воззрениями исходили из фиксистских представлений, хотя, правда, некоторые авторы отмечали и горизонтальные перемещения, не придавая им, однако, сколько-нибудь решающего значения.

Большое количество докладов, глубина их содержания, разнообразие рассматривавшихся тектонических проблем — все это характеризовало высокий теоретический уровень научного общения геологов разных стран в рамках XVII сессии конгресса.

На заседании Комиссии земной коры было решено создать подкомиссию по тектонической терминологии. Важным моментом явилось также обсуждение вопроса о геофизических методах анализа в тектонике. Комиссия постановила внести этот вопрос в связи с его дискуссионностью в программу соответствующих секций следующей сессии конгресса.

Однако следующая встреча геологов на МГК состоялась только спустя 15 лет, т. е. после окончания второй мировой войны, в 1948 г. в Великобритании.

На XVIII сессии наряду с традиционными тектоническими проблемами, связанными с изучением движений земной коры и орогенезом, рассматривались вопросы геологического строения морского и океанического дна. Кроме того, была поставлена рекомендованная на предыдущей сессии тема — о применении геофизических методов в геологических исследованиях.

Среди докладов, заявленных на конгрессе, были заслушаны сообщения В. А. Обручева (СССР) о проблемах неотектоники, впервые вынесенных тем самым на международный форум, К. Заплетала (ЧССР) о закономерностях процесса орогенеза, Д. Н. Андрусова (ЧССР) об орогенических движениях в Карпатах, Дж. Умбгрова (Нидерланды) о происхождении глубоководных желобов и др.

На заседании Комиссии земной коры было отмечено, что предусмотренная планом работа по составлению словаря тектонических терминов велась только в СССР. За основу создания международного тектонического словаря была принята тектоническая часть геологического словаря, разработанная ВСЕГЕИ.

Состоявшаяся в 1952 г. в Алжире XIX сессия МГК снова акцентировала внимание геологов на развитии геофизических методов исследования. Отдельная тема была посвящена влиянию изучения механизма деформации горных пород (главным образом складчатости) на развитие тектонических концепций. Кроме того, широко были представлены результаты региональных тектонических исследований.

Ряд видных тектонистов выступили с докладами на различных секциях и среди них Г. Штилле (ФРГ), С. Бубнов (ГДР), В. В. Белоусов и Н. И. Николаев (СССР) и др.

Интересно отметить, что особое внимание было уделено проблеме тектонического картирования — в рамках конгресса работала подсекция «Тектоника и картография».

XX сессия МГК в 1956 г. проходила в Мексике. На ее повестке стояли проблемы вулканизма, связи генезиса плутонических пород с тектоникой. Особое внимание было уделено вопросу о связи с тектоникой осадконакопления и образования горючих полезных ископаемых. Ряд докладов был посвящен изучению геологии океанов и тектоническому строению океанического дна. Среди заявленных докладов были сообщения А. И. Джанелидзе (СССР) о связи складчатости с осадкообразованием, Н. Б. Вассоевича (СССР) о тектонической обстановке образования флиша, Г. Ф. Крашенинникова (СССР) о формировании угольных формаций, С. Олбриттона и Дж. Смита (США) о линейментах Техаса и др.

Исключительный интерес вызвала тектоническая карта СССР и сопредельных стран (м-ба 1:5 000 000), составленная под руководством Н. С. Шатского и демонстрировавшаяся на конгрессе А. А. Богдановым. Эта карта явилась прообразом современных международных тектонических карт материков и мира, составляющихся с этого времени специальной подкомиссией конгресса, возглавляемой вначале Н. С. Шатским и А. А. Богдановым, а теперь А. В. Пейве и В. Е. Хаиним.

В отчете Комиссии земной коры было отмечено, что предусмотренная еще в 1948 и 1952 гг. работа по составлению международного словаря тектонических терминов не была выполнена. Комиссия (в составе которой отсутствовали советские представители) приняла решение начать работу с пересмотра терминов, предложенных Э. де Маржери и А. Геймом еще в 1888 г. в известной публикации об определении и номенклатуре дислокаций земной коры.

В 1960 г. в Копенгагене работала XXI сессия МГК. Проблемы тектоники рассматривались на двух секциях — «Каледонская орогенезия» и «Структура земной коры и деформации горных пород». Хотя обобщающих докладов представлено не было, можно отметить в прозвучавших выступлениях четко выраженную мысль о фиксированном положении материков и об отрицании горизонтальных перемещений. Такие представления были поддержаны Р. ван Беммеленом и В. В. Белоусовым.

В то же время в значительном числе других докладов, заслушанных на сессии, приводились доводы в пользу существования горизонтальных движений и дрейфа континентов.

Особое внимание было уделено проблеме глубинных разломов и их значению в развитии геосинклиналей. Наиболее интересным сообщением по этой теме был доклад А. В. Пейве «Разломы и их роль в строении и развитии земной коры».

На заседании подкомиссии международной тектонической карты обсуждалась составленная под руководством Н. С. Шатского и А. А. Богданова тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000. Принципы построения карты получили одобрение, причем была отмечена возможность их применения для создания карт и других материков. В подкомиссии обсуждался также ряд тектонических карт по другим регионам мира.

XXI сессия в Копенгагене имела для развития геологических исследований особое значение — на ней было принято решение о создании Международного союза геологических наук (МСГН), т. е. постоянно действующей организации, тогда как Международный геологический конгресс действует только в период его созыва (раз в 3—4 года).

Период между XXI и XXII сессиями МГК характеризовался получением значительных результатов, в числе которых особое место занимает завершение работ по составлению международных тектонических карт Европы и Африки.

XXII сессия конгресса состоялась в Индии. На секции «Деформация пород и тектоника» были заслушаны результаты исследований индийского геолога Д. С. Рея, удостоенного на конгрессе премии АН СССР им. Л. А. Спендиарова. Ряд докладов касался методики тектонических исследований и горизонтальных движений земной коры. Однако обобщающих докладов по теоретическим проблемам тектоники поставлено не было.

В секции «Гималайский и альпийский орогенез» сообщения также в основном касались региональных исследований.

На отдельной секции рассматривались современные аспекты теории изостазии.

В подкомиссии по тектонической карте мира было принято решение о втором издании тектонической карты Европы, даны рекомендации по подготовке тектонических карт Азии, Австралии и других континентов. А. А. Богданову было поручено возглавить работы по созданию Тектонической карты мира. Кроме того, была подтверждена необходимость скорейшей подготовки словаря тектонических терминов.

В рамках конгресса в Дели были проведены также симпозиум и совещание рабочих групп Комиссии по верхней мантии. На симпозиуме было заслушано много докладов. Во вступительном слове В. В. Белоусов рассказал о геологических аспектах проекта «Верхняя мантия».

Представленные на конгресс доклады по геофизике показали принципиальную возможность разработки новой концепции по тектонике континентов и океанов. Результаты проведенных геофизических исследований показали, что получены такие новые факты, которые позволяют выдвинуть гипотезу о происхождении срединных океанических хребтов как результата наиболее ранней стадии эволюции океанической коры.

На XXIII сессии МГК в Праге (1968 г.) вопросы тектоники занимали ведущее положение и рассматривались в трех аспектах.

В секции «Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры» и на симпозиуме «Глубинные причины геологических процессов» доклады были посвящены результатам региональных геофизических исследований как на материках, так и в океанах. Приводились данные о связи глубинного строения коры и верхней мантии с крупными тектоническими структурами, а также давалась картина геологической эволюции земной коры. Учеными Северной Америки были рассмотрены проблемы спрединга океанического дна. По прослушанным сообщениям возникла оживленная дискуссия, в которой были подвергнуты критике

представления об отсутствии горизонтальных движений земной коры.

В секции «Вулканизм и тектоника» обсуждались вопросы соотношения между магматизмом и тектоническими структурами в складчатых горных сооружениях различного возраста, а также общие концепции о связи магматизма с тектоническими процессами. Подверглась критике концепция Г. Штилле о наличии связи между магматизмом и тектоническими структурами. Отмечалась необходимость изучения крупных конседиментационных структур геосинклинальных и платформенных областей. Отстаивалось мнение, что нет оснований считать складчатость, осложняющую конседиментационную структуру геосинклиналей, причиной регионального метаморфизма, а она является лишь дополнительным фактором, влияющим на условия локализации магматических образований в верхних слоях литосферы. В докладе А. В. Пейве было показано, что гранитно-метаморфический слой коры возникает не только в период геосинклинального развития сегментов Земли, но перераспределяется в пространстве благодаря горизонтальным движениям.

На секции «Орогенические пояса и их связь с межгорными устойчивыми блоками и предгорьем» были представлены доклады, содержащие результаты тектонических исследований, проводившихся классическими методами геокартирования, структурного анализа и сравнительной тектоники. Иной характер имели выводы об океанизации земной коры и дрейфе континентов, полученные с помощью геофизических методов, что свидетельствовало о разработке существенно новых представлений в области глубинной тектоники.

Проблемы строения и истории развития Тихого океана и его обрамления затрагивались в докладе Ю. М. Пущаровского (СССР), представившего на конгресс «Тектоническую карту тихоокеанского сегмента земной коры».

Под эгидой МСГН и Комитета по верхней мантии на сессии проходил симпозиум, на котором рассматривались вопросы взаимосвязи коры и верхней мантии, геологии океанического дна, а также тектоника континентальных массивов.

На XXIV сессии МГК, состоявшейся в 1972 г. в Монреале, секция тектоники была одной из самых многолюдных (70 докладов). Почти треть сообщений (24) была посвящена проблемам эволюции геосинклиналей и тектонике континентальных блоков; 13 докладов касались вопросов внутреннего строения Земли, 12 — тектоники плит и дрейфа континентов. В темы докладов входили также большие сдвиги в земной коре, неотектоника и структурная геология.

В центре внимания участников сессии были проблемы: тектоника плит, впервые выдвинувшаяся на первый план, строение континентальных блоков, а также эволюция земной коры.

В докладах ряда крупных советских геологов были рассмотрены общие тенденции в эволюции земной коры (Г. Д. Ажгирей, В. В. Белоусов, П. Н. Кропоткин, М. В. Муратов, В. Е. Хаин).

По теме «Тектоника плит и дрейф континентов» прозвучали доклады геологов из США, Великобритании, Австралии, Индии, Ирана. В большинстве докладов использовались результаты палеомагнитных исследований и глубинного сейсмозондирования. Ретроспективный анализ развития концепций глобальной тектоники был дан в докладе Р. Мартина (Канада).

Доклады по проблеме покровной складчатости носили в основном региональный характер. Критический обзор представлений о механизме покровной складчатости содержался в докладе Дж. Робертса (Великобритания).

По теме «Тектоника континентальных блоков» были доложены результаты исследований почти по всем континентам.

Среди сообщений, посвященных эволюции геосинклиналей, следует отметить доклады Л. П. Зоненшайна о сходстве в развитии геосинклиналей различного типа и А. В. Пейве с соавторами по проблемам интраконтинентальных геосинклиналей.

В рамках XXIV сессии МГК работали также симпозиумы по развитию теоретической тектоники в Канаде; экспериментальной петрологии и глобальной тектонике; механизму тектоники плит.

На XXV сессии МГК (Сидней, 1976) работала секция «Тектоника и структурная геология», на которой обсуждались проблемы тектоники плит, палеомагнетизма, расширения морского дна и движения континентов, деформаций и магматизма.

В большей части докладов по проблеме «Тектоника плит» авторы полностью разделяли эту концепцию, и только три сообщения содержали серьезные возражения, а в пяти указывалась сомнительность отдельных положений этой гипотезы.

В числе основных идей рассматривались: древность континентальной коры, связь рифтогенеза с образованием океанической коры, проблема существования в палеозое — мезозое древнего континента Лавразии, явления «сталкивания» континентальных плит, раскрытие и закрытие бассейнов с корой океанического типа.

В своем докладе А. В. Пейве высказал идею о сложной и многоциклической истории и структуре блоков океанической коры, а А. Л. Яншин с соавторами дали классификацию платформ (континентальные, морские, океанические).

В рамках Международной программы геологической корреляции (создана в 1972 г. на XXIV сессии МГК) в Австралии был проведен симпозиум «Тектоника и магматизм раннего архея», на котором был заслушан ряд интересных докладов по различным районам Африки, Индии и Австралии.

Большой популярностью пользовался симпозиум проекта «Глобальные эпохи тектогенеза». На нем были заслушаны доклады и приняты рекомендации о создании региональных и национальных рабочих групп для сведения материалов по отдельным регионам, созданы две международные рабочие группы по вопросам терминологии, эпохам и фазам тектогенеза и критериям их выделения (руководитель В. Е. Хаин) и по вопросам унификации графических и табличных данных по отдельным районам (руководитель Ю. Г. Леонов).

На австралийском конгрессе впервые широко обсуждались итоги работ по МПГК, содержащиеся в докладах ряда секций и симпозиумов. Прошедшие заседания показали большую заинтересованность ученых мира в совместных скоординированных работах, имеющих целью решение важнейших теоретических и практических задач современной геологии.

На обсуждение конгресса был представлен первоначальный макет Международной тектонической карты мира, созданный по решению подкомиссии по международной тектонической карте, принятому в 1964 г. на XXII сессии МГК в Дели.

Последняя (XXVI) сессия Международного геологического конгресса снова состоялась в Париже (1980 г.) — почти 100 лет спустя после проведения там же первой сессии. Среди многочисленных тем конгресса тектоника занимала значительное место. Секция тектоники поставила на обсуждение следующие вопросы: механизм рифтообразования, разломы, сейсмостектоника; пластичность кристаллических пород и складки течения; тектоника плит и орогенез; аннотированные разрывы через некоторые складчатые пояса; тектоника микроплит.

Тектонические проблемы значились также и в темах других секций (офиолиты и их тектоническое положение, осадконакопление и тектоника, докембрий и тектоника плит, внутриконтинентальные движения и др.) и коллоквиумов.

За период со времени проведения XXV сессии конгресса в области тектоники были достигнуты значительные успехи. Сделан вывод, что обнаруженные геофизическими методами слои с пониженными значениями сейсмических скоростей, вероятно, представляют собой зоны пониженной прочности и что их образование есть результат проявления тектонических деформаций внутри земной коры, приводящих к горизонтальным

срывам в основании и внутри коры. Пластичные деформации обуславливают перемещение крупных тектонических пластин при образовании горных систем.

Многие доклады проиллюстрировали значение космических исследований в геологии при определении размеров горизонтальных перемещений, фиксации разломов и кольцевых структур.

Доклады по теме «Механизм разрывных нарушений» не содержали принципиально новых методических и теоретических выводов.

Региональный характер носили сообщения о пластичности кристаллических пород. Здесь следует отметить доклады японских геологов о новой классификации милонитов (М. Иошида) и возможности картирования деформаций (Т. Уемура).

Наибольший интерес вызвала тема «Тектоника плит и орогенез»: Большая часть докладов основывалась на положениях концепции тектоники плит. Главной методической предпосылкой выводов авторов являлась трактовка складчатости и андезитового вулканизма как результата субдукции, а основной магматизм рассматривался как следствие проявления растяжения и разрыва континентальной коры. Поскольку субдукция требует наличия океанической коры, то в том случае, если признаков последней в составе пород сейчас не усматривается, делается вывод, что такая кора ранее существовала, но была полностью поглощена в зоне субдукции. Выявились слабые места концепции тектоники плит, а именно: пренебрежение региональным анализом, игнорирование некоторых общих закономерностей развития земной коры, отсутствие обоснованных объяснений механизма движения плит.

Поэтому привлекли внимание доклады, указывавшие на слабые стороны тектоники плит и пытающиеся найти пути решения поставленных проблем.

Авторы призвали обратить серьезное внимание на такие тектонические вопросы, как развитие принципов тектонической унаследованности, разработанных еще Э. Арганом и Г. Штилле (Дж. Халлер, США); глобальный характер процессов горообразования, отражающий общую периодичность эндогенных процессов (Ю. Г. Леонов); значение теории геосинклиналей и тектонических циклов (М. Илич, Югославия и А. Мейерхоф, США) и др.

В докладах по проблеме офиолитов Тихого океана современные условия залегания этих пород объяснялись процессом надвигания океанической коры на континентальную или внутриокеанической субдукцией.

В духе тектоники плит было выдержано большинство докладов по теме «Тектоника микроплит» и «Аннотированные разрезы через некоторые складчатые пояса». По последней теме не было докладов, освещающих крупные тектонические проблемы, однако на основании приводившихся фактов можно наметить некоторые закономерности, а именно, что для всех подвижных континентальных поясов характерна длительная и сложная история геологического развития.

Весьма содержательным оказался коллоквиум «Геология континентальных окраин». В большинстве докладов излагался материал по активным и пассивным зонам перехода от континента к океану.

На симпозиуме, организованном Геодинамической комиссией, также обсуждались проблемы, связанные с механизмом субдукции, и основные положения тектоники плит. Причем наряду с положительными высказываниями имели место и серьезные критические замечания.

Следует отметить, что тектоническим проблемам много внимания уделялось также и на секции по истории геологии, на которой было заслушано значительное число докладов, излагавших ход развития теоретических представлений в геотектонике и, в частности, намечалась идейная связь новой глобальной тектоники с представлениями контракционистов XIX в. (Пильгер, ФРГ; Термье, Франция и др.).

В рамках конгресса состоялось заседание Международной комиссии по тектонике, проведшей в рамках проекта МПГК интересную работу по

обобщению данных по офиолитам мира и выявлению их связи с особенностями строения земной коры.

Состоялось заседание рабочей группы проекта МПГК «Глобальная корреляция эпох тектогенеза».

Совместным решением Международных союзов геодезии и геофизики, а также геологических наук была создана новая международная программа «Литосфера», которая предусматривает проведение целого ряда геотектонических исследований по темам: современные и новейшие деформации литосферных плит, процесс субдукции, фанерозойские орогенические пояса, явления, происходящие внутри плит, и т. д.

В Париже премии Л. А. Спендиарова был удостоен французский геолог Р. Бланше за исследования в области геологии и тектоники Альпийского пояса.

Приведенный краткий обзор проблем тектоники, выдвигавшихся в докладах на сессиях Международного геологического конгресса за столетний период его существования, с достаточной отчетливостью свидетельствует, что в соответствии с демократическими принципами, вошедшими в традицию МГК, на сессиях рассматривались самые различные вопросы и обсуждались подчас весьма противоречивые идеи.

Часто многие из малоизвестных фактов и новых концепций, после того как они были доложены на конгрессе, получали ту или иную поддержку со стороны ученых различных стран, а иногда и самое широкое признание. Возникавшие на сессиях МГК дискуссии, перераставшие подчас в долголетнюю полемику, в конечном итоге способствовали несомненному прогрессу не только тектоники, но и геологической науки в целом. Среди многочисленных отраслей геологических знаний, которым отводилось место на конгрессе, одно из первостепенных мест, как правило, принадлежало секциям, симпозиумам и коллоквиумам, посвященным тем или иным проблемам тектоники. Приближающаяся XXVII сессия МГК, несомненно, будет способствовать дальнейшему развитию всего комплекса геологических наук и, надо думать, внесет новый крупный вклад в дело прогресса тектонической мысли.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
7.VII.1983

УДК 551.242.3(4/5)

ХАИН В. Е.

ОБ ОДНОЙ ВАЖНЕЙШЕЙ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ

В последние годы ряд советских и зарубежных исследователей обратил внимание на определенную закономерность в изменении возраста офиолитовых поясов, а именно их омоложение в направлении на запад и юг от Сибирской древней платформы, а также на то, что эти пояса разделены блоками докембрийской континентальной коры. Это рассматривается как свидетельство последовательного раскрытия, а затем закрытия бассейнов с корой океанского типа в указанных направлениях, с перескоком осей спрединга через микроконтинентальные блоки. В данной статье сделана попытка обобщить имеющиеся фактические сведения по всей Евразии, кроме ее тихоокеанской окраины, оценить степень справедливости указанной закономерности и рассмотреть возможные причины ее проявления.

Двумя главными геосинклинальными поясами Евразии межконтинентального типа являются Средиземноморский и Урало-Охотский (Урало-Монгольский по М. В. Муратову). Развитие обоих началось в позднем докембрии (среднем или позднем рифее), продолжалось в палеозое и закончилось в начале—середине мезозоя (Урало-Охотский пояс) или продолжается и в современную эпоху (Средиземноморский пояс). Рассмотрение любой тектонической карты показывает, что время завершающей геосинклинальной складчатости в Средиземноморском поясе и на широтном отрезке Урало-Охотского пояса закономерно омолаживается вкрест простирания поясов с севера на юг — байкалиды сменяются каледонидами, каледониды — герцинидами, герциниды — альпидами. Некоторые исключения составляют — в Урало-Охотском поясе восточная часть Центрального Казахстана, где каледониды сменяются к востоку герцинидами, а в Средиземноморском поясе — юг Западного Средиземноморья — Магриб, где альпиды сменяются к югу герцинидами. С позиций традиционной геосинклинальной теории это омоложение главной складчатости отражает соответствующую миграцию геосинклинальных прогибов, независимо от природы последних, от характера коры, на которой они были заложены. С установлением значения офиолитовых поясов как показателей былого существования бассейнов с корой океанского типа внимание исследователей сосредоточилось на выявлении таких поясов и определении их возраста. В общей форме эти исследования показывали, что возраст офиолитовых поясов и, следовательно, маркируемых ими глубоководных бассейнов обнаруживает аналогичное омоложение к югу и западу. Исходя из первоначально предполагавшегося полного подобия геосинклинальных поясов современным океанам, это было истолковано [12] как отражение процесса последовательного расширения океанского пространства.

Следующим шагом в изучении обоих геосинклинальных поясов явилось установление того факта, что между офиолитовыми швами расположены блоки с древней, докембрийской континентальной корой. В современной структуре этих поясов древние сиалические глыбы почти смыкаются друг с другом, а офиолиты выполняют узкие субвертикальные швы (сутуры) в виде меланжа и протрузий и лишь местами оказываются «выплеснутыми» в шарьяжных пластинах, надвинутых (обдущированных) на эти глыбы. Из этих соотношений стало достаточно очевидным, что Средиземноморский и Урало-Охотский геосинклинальные пояса заложены на более древней континентальной коре, которая первоначально

но объединяла все кратоны, в настоящее время окаймляющие и разъединяющие эти пояса. Возникло представление о том, что основным мотивом развития пояса являлся последовательный рифтинг континентальной коры и спрединг в зонах, расположенных все дальше к югу и западу, с оставлением в тылу микроконтинентальных блоков, первоначально, до фазы начального рифтинга и спрединга, принадлежавших Гондване, но затем, с замыканием соответствующих рифтогенных геосинклинальных систем, припаивавшихся к Евразии. Эта концепция была применена китайскими исследователями [31] к Тибету, французскими исследователями — к Афганистану, Тибету и Гималаям [27, 38], советскими геологами — к Тянь-Шаню и Памиру [1, 4, 16, 21], некоторыми западноевропейскими геологами — к европейским герцинидам [32]. В работе [37] в наиболее отчетливой форме высказана мысль, что данная закономерность имеет более общее значение и проявляется в масштабе всей Азии. Целью настоящей статьи служит: 1) проверка этой закономерности на всем евразийском материале, в первую очередь на материале по территории Советского Союза; 2) рассмотрение возможных геодинамических причин, лежащих в ее основе.

В Урало-Охотском поясе, с которого мы начнем наше изложение, наиболее древний и протяженный офиолитовый шов имеет рифейский (средне- или позднерифейский, но заведомо довендский) возраст и простирается по западной периферии древнего Сибирского кратона (рис. 1), обнажаясь в Восточном Саяне [17], Енисейском кряже [6] и на севере Таймыра [11]. Наиболее определено возраст соответствующего офиолитового комплекса установлен в юго-восточной части Восточного Саяна [17], где обломки (олистолиты) офиолитов появляются уже в верхнем рифее¹. В Енисейском кряже основное несогласие проходит в подошве верхней части верхнего рифея, на уровне примерно 850 млн. лет, чему соответствует внедрение гранитов и смена флиша молассой. Офиолиты здесь должны быть, очевидно, более древними. Присутствие гранитов того же возраста обнаружено на Таймыре, где известен и вулканоплутонический пояс андского типа второй половины позднего рифея.

Блоки древней, заведомо раннедокембрийской континентальной коры в тылу Саяно-Таймырского офиолитового шва присутствуют на побережье Карского моря и моря Лаптевых (Карский и Челюскинский массивы) и в Туве и северной Монголии (Тувино-Монгольский массив, включая нагорье Сангилен). В промежутке они могут быть скрыты под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты.

Другой офиолитовый шов того же возраста выявлен в Северном Тянь-Шане [18]. Прослежен он пока на относительно небольшом расстоянии в Киргизском хребте, скрываясь севернее под чехлом Туранской плиты. К югу от этого шва, в крайней южной части Северного Тянь-Шаня, известны выступы древней континентальной коры, наиболее крупный в хр. Сарыджаз.

Офиолиты следующей, венд-раннекембрийской генерации широко распространены в северной (Урало-Сибирский сегмент) и восточной (Центральноазиатский сегмент) частях Урало-Охотского пояса. Они известны в центральной части Алтае-Саянской области (Салаир, Кузнецкий Алатау, Западный Саян), в северо-центральной части Монголии, в юго-восточном Забайкалье (Джидинская зона). Все эти выходы, кроме Джидинской зоны, отвечают одной полосе океанской коры соответствующего возраста, западнее и южнее которой снова намечается существование древних континентальных блоков (Барнаульский массив к югу от Салаира, Центральномонгольский массив в Монголии, Малханско-Яблонная зона в Забайкалье). Что касается Джидинской зоны, то ее положение в тылу полосы рифейских офиолитов в обрамлении раннедокембрийской континентальной коры и выклинивание в восточном направлении заставляют рассматривать эту зону как межконтинентальный рифт-красноморского типа.

¹ Сейчас появились данные о нижнепалеозойском возрасте этих отложений [5].

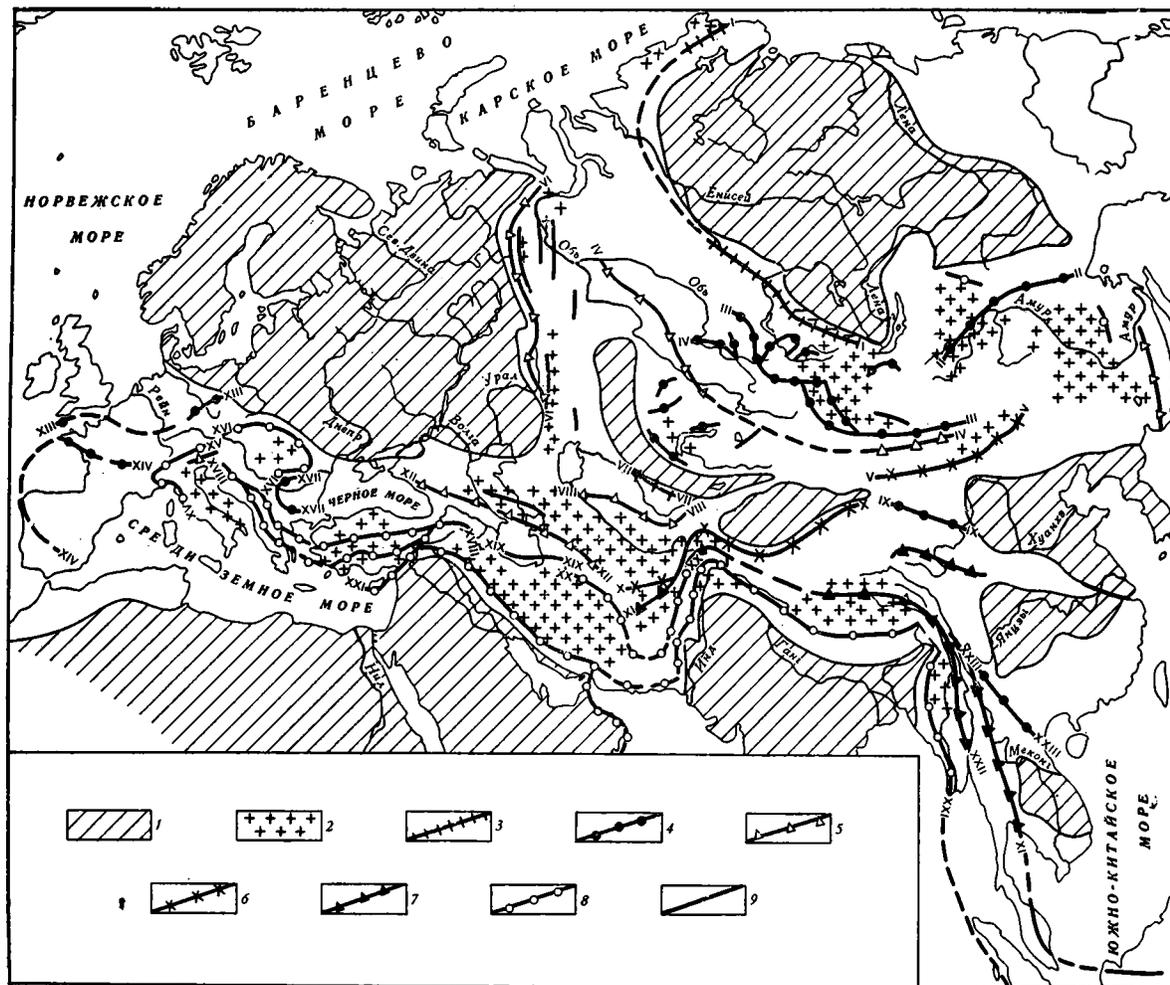


Рис. 1. Офиолитовые пояса Евразии (кроме северо-запада и северо-востока и кроме рифейских поясов Аравии и северо-западной Африки)

1 — крупные глыбы докембрийской континентальной коры — платформы и срединные массивы; 2 — выступы докембрийской континентальной коры в складчатых геосинклинальных поясах фанерозоя; 3 — позднерифейские офиолитовые пояса; 4 — то же, вендраннекембрийские; 5 — то же, раннеордовикские; 6 — то же, раннекарбонные; 7 — то же, пермо-триасовые; 8 — то же, юрско-меловые; 9 — неустановленного возраста

Офиолитовые пояса: I — Таймыро-Саянский; II — Забайкальско-Охотский; III — Кузнецко-Гобийский; IV — Иртышско-Гобийский; V — Южно-Монгольский; VI — Центрально-уральский; VII — Срединно-Тянь-Шаньский; VIII — Южно-Тянь-Шаньский; IX — Циньляньшаньский; X — Бадахшано-Куньлуньский; XI — Фарахруд-Памиро-Тибетско-Малайский; XII — Кавказско-Туркменский; XIII — Корнуолл-Тюрингский; XIV — Иберо-Армориканский; XV — Апеннинно-Альпийский; XVI — Карпатский; XVII — Балканский; XVIII — Динаро-Анатолийско-Малокавказский; XIX — Южно-Каспийский; XX — Восточно-Иранско-Южно-Афганский; XXI — Тавро-Загросско-Белуджистано-Гималайско-Бирманский; XXII — Центральнобирманский; XXIII — Юньнань-Северо-Вьетнамский

Вторая, также широкая полоса венд-раннекембрийской² океанской коры простирается через восточную часть Центрального Казахстана (Майкаинская зона, Тектурмас, Чингиз, Джалаир-Найман), разделяя древние Балхашский и Центральноказахстанский массивы. На севере она, подобно предыдущей, прослеживается по магнитным аномалиям и данным бурения в пределах Западно-Сибирской плиты.

Третья полоса венд-раннекембрийской океанской коры протягивалась, вероятно, по западной и южной периферии Центральноказахстанско-Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, где она частично наложена на рифейскую полосу (вторичное раскрытие), а частично ее замещает в восточном направлении [15]. Офиолиты соответствующего возраста выступают на востоке вдоль «линии Николаева» — границы Северного и Среднего Тянь-Шаня. В теле самого массива имеются рифты красноморского типа того же возраста (Улутавский, Степнякский и другие в Центральном Казахстане) [2], Чилик-Кеминский в Северном Тянь-Шане [15]. И опять в еще более внешней зоне мы находим выступы древней континентальной коры (Касанский выступ на севере Ферганы, а в более широком плане — Сырдарьинский массив).

Третья генерация офиолитовых поясов Урало-Охотского пояса имеет ордовикский (в основном раннеордовикский) возраст. К ней относится Чарский пояс в бассейне Иртыша в Восточном Казахстане [20], также продолжающийся на севере в область Западно-Сибирской плиты, а на юго-востоке — в Южную Монголию.

Ордовикско-силурийский возраст имеют и офиолиты Зеленокаменной зоны Урала, образующие пояс сложного строения, состоящий из нескольких частных поясов. Не исключено, что офиолиты самых восточных зон Урала являются более древними, венд-раннекембрийскими.

Еще один офиолитовый пояс ордовикского возраста прослеживается вдоль Кызылкумов и северной окраины Южного Тянь-Шаня, по обе стороны Талассо-Ферганского разлома. Он отделен от более молодого, раннекаменноугольного офиолитового пояса южного Гиссара Алайским микроконтинентом с его шельфовыми фациями раннего и среднего палеозоя [7]. В промежутке, а также в Кокшальском сегменте Южного Тянь-Шаня намечается существование силуро-девонского офиолитового пояса (1).

К раннекаменноугольной генерации офиолитов принадлежат и офиолиты Внутренней Монголии и крайней юго-восточной, Солонкерской зоны МНР. Между ними и ордовикскими офиолитами ранних герцинид на востоке присутствует Уланульско-Тотошаньский блок сиалической коры [13].

Раннекарбонные офиолиты являются наиболее молодыми в собственно Урало-Охотском поясе, ограниченном с запада Восточно-Европейским кратоном, а с юга Афгано-Таджикским и Таримским массивами и Китайско-Корейским кратоном. Они занимают наиболее периферическое положение и известны лишь в Центральноазиатском сегменте пояса; в Урало-Сибирском сегменте новообразование океанской коры заканчивается в ордовике.

Таким образом, в Центральноазиатском сегменте мы наблюдаем последовательную смену офиолитовых поясов и соответствующих им бассейнов с океанской корой от средне-позднерифейского на севере через венд-раннекембрийский и ордовикский до раннекарбонного на юге. В Урало-Сибирском сегменте, на значительной площади перекрытом молодым осадочным чехлом, возраст офиолитов и океанского типа бассейнов изменяется в более узком диапазоне — от рифейского на востоке до ордовикского на западе. На переходе же от одного сегмента к другому картина значительно усложняется, совершенно очевидно благодаря вклиниванию крупного Центральноказахстанско-Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента. К востоку от р. Иртыш последовательность аналогич-

² По новым данным (сообщение Ю. А. Зайцева) офиолиты здесь могут иметь ордовикский возраст.

на урало-сибирской — от рифейских офиолитов до ордовикских. Затем, ближе к микроконтиненту вновь появляются венд-раннекембрийские офиолиты, а по другую сторону микроконтинента, особенно четко в Тянь-Шане, опять наблюдается направленная к югу скачкообразная миграция офиолитов, от рифейских через венд-раннекембрийские до ордовикских. Центральнокитайско-Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент играет тем самым ту же роль, что и Таримский массив в более восточном секторе Центральной Азии.

Средиземноморский геосинклиальный пояс (Тетис в самом широком смысле слова)³ занимает пространство к югу от Восточно-Европейского и Китайско-Корейского кратонов и промежуточных между ними массивов. Рифейские офиолиты в этом поясе не образуют четко выраженных офиолитовых швов, но входят, вероятно, в состав метаморфического комплекса, наиболее древнего в поясе, не считая реликтов его раннедокембрийского кристаллического фундамента. Такие соотношения намечаются в Центральном Французском массиве и в Центральном Афганистане, к востоку от Кабула [24]. Более определенно устанавливается существование офиолитовых швов венд-раннекембрийского возраста. Один из таких швов известен на Балканском п-ове, в южных Карпатах и смежной части Балканид⁴. Другой — далеко на востоке, в северо-восточной зоне Циляншаня, непосредственно к югу от Алашаньского массива — соединительного звена между Таримским массивом и Синокорейским кратоном. Не исключено, что к той же генерации на крайнем западе пояса принадлежат офиолиты мыса Лизард в Корнуолле, надвинутые с юга на британское продолжение Реногерцинской зоны среднеевропейских герцинид и в свою очередь сопровождаемые с юга блоком раннедокембрийской континентальной коры Нормандских о-вов и северного побережья Бретани (т. н. пентеврий). Древняя континентальная кора выступает также в тылу карпато-балканских и циляншанских офиолитов, соответственно в Сербско-Македонском и Родопском массивах и в центральной Циляншане.

Развитие более молодых, вероятно, ордовикских офиолитов может предполагаться в Восточных Альпах [2] и в Передовом хребте Большого Кавказа [23] и, менее определенно (в смысле возраста), в южной части Армориканского массива (о-в Круа, бухта Одиерн). Во всех этих районах подобно Уралу герцинский геосинклиальный комплекс начинается ордовиком, трансгрессивно залегающим на метаморфизованном верхнем докембрии — кембрии, а офиолиты должны быть древнее последнего. На востоке Средиземноморского пояса ордовикский возраст, исходя из самых общих соображений, может быть сугубо предположительно приписан офиолитам юго-западной зоны Циляншаня и центральной зоны Циньлиня⁵.

Присутствие нижнекарбонатовых офиолитов ныне твердо установлено на Северном Памире [21]; они продолжают на западе в Афганский Бадахшан, а на востоке, вероятно, в Куньлунь. Эти офиолиты распространены к югу от древнего Афгано-Таджикского массива, возможного западного продолжения Таримского, и надвинуты (обдущированы) на древний сиалический блок центральной зоны Северного Памира.

В Центральном Памире, уже в зоне киммерид недавно обнаружены более молодые, пермо-триасовые офиолиты, рассматриваемые как свидетели позднепалеозойского раскалывания периферической части Гондваны [18, 25]. Им, очевидно, одновозрастны офиолиты Фарахрудской зоны Центрального Афганистана [29], поскольку и в этой зоне, по крайней мере в ее северной части известен мощный морской верхний палео-

³ В советской литературе широтная, центральная часть Урало-Охотского пояса нередко именуется Палеотетисом. Полагаю, что этот термин приложим лишь к палеозойской геосинклинали, лежащей к югу от Таримского массива и Китайско-Корейского кратона, от Куньлуна до Циньлиня.

⁴ По новым данным палинологии [13], не исключен более молодой, ордовикский возраст офиолитов Стара-Планины.

⁵ Недавно на севере Циньлиня отмечены среднерифейские офиолиты.

зой, сходный с центрально- и южнопамирским [9]. Восточное продолжение того же офиолитового шва прослеживается через Центральный Тибет [36] и далее в пределы Юго-Восточной Азии [34], через Лаос, Таиланд в юго-восточную Малакку и, возможно, западный Калимантан. К востоку от этого шва здесь находится древний Индосинийский массив, к западу — Синобирманский, представляющий продолжение Южнотибетского. В тылу Индосинийского массива, в области герцинид Северного Вьетнама в поздней перми и триасе произошло раскрытие рифта красноморского типа — тафрогеосинклинали Шонгда [8], аналогичной по положению венд-раннекембрийским рифтам Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня (см. ниже).

В более западных районах Средиземноморского пояса пермо-триасовый, если не более древний возраст могут иметь предполагаемые офиолиты района Мешхеда в северо-восточном и Решта в северо-западном Иране [36] и, быть может, офиолиты Дзирульского массива в Грузии [7] и Понтид в северной Анатолии [35]; впрочем, последнее серьезно оспаривается французскими исследователями [27].

Следующая, **позднетриасовая — юрская** генерация офиолитов отвечает главной эпохе формирования океанской коры собственно Тетиса и пользуется наиболее широким распространением в Средиземноморском альпийском поясе — в Европе (Апеннины, Альпы, Динариды, Карпаты), на Ближнем Востоке (Анатолия, Малый Кавказ, Иран, юго-восточный Афганистан, Пакистан), в южной (Гималаи) и юго-восточной (Бирма) Азии. Офиолитовый шов Инда-Цангпо протягивается параллельно более древнему Центральнопамирско-Центральнотибетскому шву, отделяясь от него Южно-Тибетским массивом и ограничиваясь с юга северным погружением Индостанского кратона, вовлеченным в надвиги Гималаев.

В районе Восточного Средиземноморья некоторыми исследователями допускается существование двух параллельных бассейнов океанского типа (собственно Тетис и Мезогейя по Б. Бижу-Дювалю и др. [28]), разделенных зоной микроконтинентов; между тем, другие авторы считают, что южная офиолитовая зона является целиком аллохтонной и образовалась за счет перемещения офиолитов из северной зоны. Кроме того, по мере продвижения к востоку увеличивается возрастная диапозон офиолитов в основном за счет повышения их верхней возрастной границы до сенона включительно, указывая на более продолжительный период спрединга, чем на западе, в Европе и Магрибе.

Рассматривая теперь картину распределения разновозрастных офиолитовых зон и отвечающих им океанского типа бассейнов в Средиземноморском поясе в целом, можно отметить следующее. Рифейские офиолиты в этом поясе входят в его базальный метаморфический комплекс и в отличие от восточной и северной периферии Урало-Охотского пояса не подчиняются общей зональности. Вендско-раннепалеозойские офиолиты развиты лишь на обоих флангах пояса — в Европе и на Кавказе на западе, в Китае и Вьетнаме на востоке, а в промежутке, в области Индо-Памирского сближения известны лишь к северу от собственно Средиземноморского пояса, в Тянь-Шане. Наиболее правильная последовательность разновозрастных офиолитовых зон с их омоложением к югу и перескоком через микроконтиненты наблюдается начиная с Кавказа и далее к востоку. В Юго-Восточной Азии, где офиолитовые зоны поворачивают к югу и меняют свое простирание на субмеридиональное, их омоложение происходит уже в широтном направлении, с востока на запад. В Европе мезозойские офиолитовые зоны в Альпах и Карпатах протягиваются севернее венд-палеозойских, явно нарушая общую тенденцию их миграции к югу. Это связано, очевидно, с тем, что развитие собственно Тетиса в данном сегменте было отделено значительным интервалом квазикратонизации от развития Палеотетиса.

В Центральной Азии, где Средиземноморский пояс простирается параллельно Урало-Охотскому и отделяется от него лишь сравнительно узкой континентальной перемычкой Афгано-Таджикского и Таримского массивов, офиолитовая последовательность Средиземноморского пояса

как бы наращивает к югу аналогичную последовательность южной части Урало-Охотского пояса (Тянь-Шаня).

В целом можно констатировать, что рассматриваемая закономерность миграции офиолито- и океанообразования в пределах межконтинентальных поясов Евразии с севера на юг и с востока на запад (рис. 2) в целом подтверждается, но, как и большинство геологических закономерностей, оказывается лишь стохастической. Отклонения от этой закономерности,

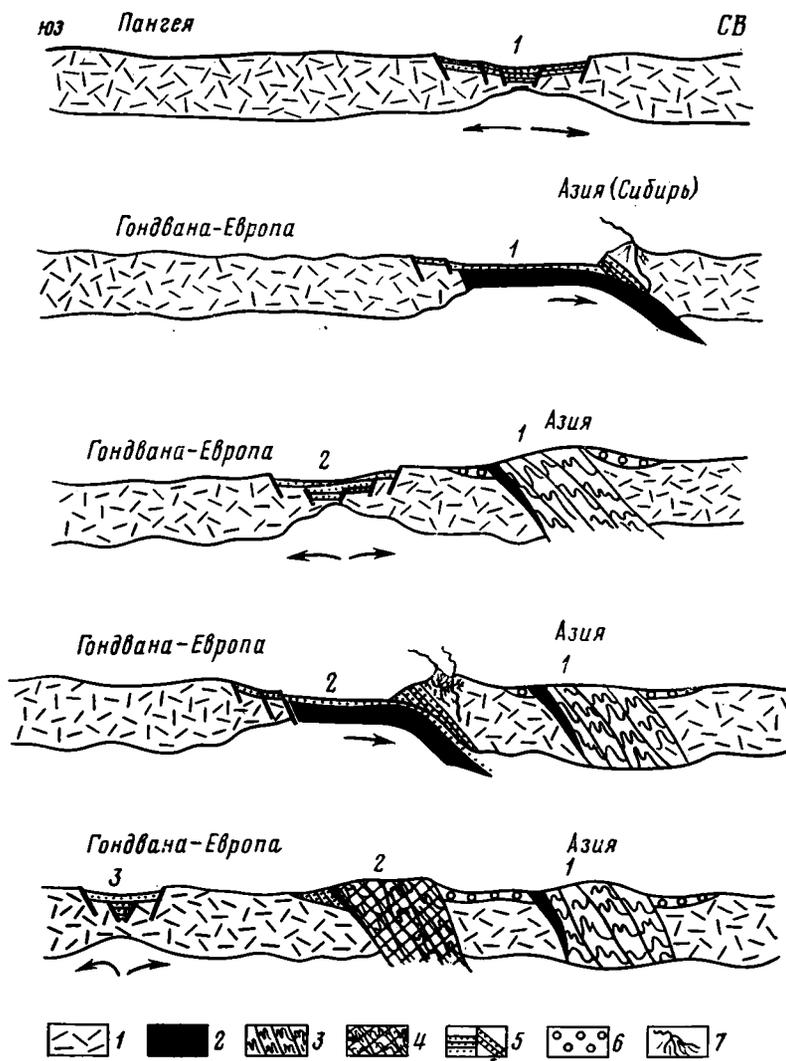


Рис. 2. Принципиальная схема развития Урало-Охотского и Средиземно-морского геосинклинальных поясов

1 — континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — складчатое сооружение первой генерации; 4 — то же, второй генерации; 5 — осадки грабенной стадии, 6 — осадки аккреционной призмы; 6 — молассы; 7 — краевой вулканоплутонический пояс

выраженные в повторении разновозрастных офиолитовых зон и глубоководных бассейнов, а в одном случае даже в их обратной последовательности, связаны прежде всего с существованием особенно крупных глыб древней континентальной коры — Центральноказахстанско-Северо-Тянь-Шаньский, Афгано-Таджикский, Таримский массивы, Синокорейский и Южнокитайский кратоны. Другая причина — длительный перерыв геосинклинального процесса, имевший место в Альпийско-Карпатском регионе.

Во всех случаях бассейны океанского типа, маркируемые офиолитами, в пределах рассматриваемых межконтинентальных геосинклинальных поясов не являлись частями единого обширного пространства с океанской корой, подобного современному Тихому и наиболее широким частям Индийского и Атлантического океанов. Они везде разделялись блоками докембрийской, чаще всего раннедокембрийской континентальной коры и каждый из этих бассейнов обладал сравнительно ограниченным периодом активного спрединга, обычно не более нескольких десятков, реже порядка сотни миллионов лет (часть позднего рифея, венд — ранний кембрий, ордовик, пермь — триас, поздний триас — средняя юра). Сходные условия наблюдались в развитии северной части Атлантического океана, с перескоком оси спрединга из трога Рокколл в зону хребта Рейкьянес, из бассейна Норвежского моря (хр. Эгир) в зону хр. Колбейнсей, с оставлением в тылу континентальных обломков плато Рокколл и Исландского плато. Этим межконтинентальные пояса отличались от океана типа Тихого, где перескок осей спрединга, в частности Восточно-Тихоокеанского поднятия, происходил в пределах области сплошного развития океанской коры, без обособления микроконтинентов. Но в юго-западной части Тихого океана, в Австрало-Меланезийском регионе мы вновь видим обстановку, близкую к североатлантической.

Скачкообразная миграция зон рифтинга и последующего спрединга имела еще одну очень важную особенность — она постоянно была направлена от активной окраины континента к пассивной. В то время как активная окраина наращивалась за счет скупивания океанской коры и накопившихся на ней затем осадков и вулканитов, а далее и за счет причленения очередного микроконтинента, пассивная окраина подвергалась дроблению благодаря заложению новой рифтовой зоны, параллельной более древней оси спрединга. Этому процессу опять-таки может быть найдена некоторая аналогия в развитии молодых рифтовых систем — Североамериканской (залив Св. Лаврентия — низовья Миссисипи) и Западно-Европейской, параллельных Североатлантической оси спрединга, и Восточноафриканской, параллельной Аравийско-Индийской оси спрединга.

Позади новообразованной горно-складчатой системы, в более глубоком тылу активной окраины одновременно с эпигеосинклинальным орогенезом достаточно закономерно проявлялась тектоно-магматическая активизация (эпиформенный орогенез). Типичной в этом смысле является область Прибайкалья и Забайкалья в Центральноазиатском сегменте Урало-Охотского пояса. По мере смещения эпигеосинклинального орогенеза к югу, более северные районы охватывались активизацией, выраженной кряжностью гранитообразованием, радиометрическим омоложением пород, складчато-блоковыми деформациями, отчасти накоплением моласс. Последние локализованы в рифтовых грабенах. Рифтообразование также достаточно типично для тыльных областей активных окраин, особенно же для входящих в их состав древних континентальных блоков. Выше уже приводились примеры из Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Забайкалья и Северного Вьетнама, где раздвижки достигали красноморских масштабов с появлением офиолитов.

Обращаясь теперь к вопросу о причине, о глубинном механизме скачкообразной миграции рифтинга и спрединга и сопутствующих им явлений в межконтинентальных геосинклинальных поясах, приходится отметить, что он остается по существу не решенным ни для океанов, ни для континентов. Ясно, что мы здесь имеем дело с эпизодической перестройкой системы конвекционных течений в мантии, но констатация этого является лишь переносом данного вопроса на более глубокий уровень.

То обстоятельство, что в пределах Евразии миграция зон активного геосинклинального процесса шла в западном или южном направлении, может навести на мысль об определенной роли в этом деле сил, связанных с вращением Земли, о проскальзывании литосферной оболочки на запад и к экватору по отношению к восходящим ветвям конвективных ячеек. Этому предположению противоречит, однако, ход тектонического

развития на восточной окраине Азиатского континента, где, правда, с меньшей четкостью, наблюдается миграция геосинклинального процесса в восточном, а не западном направлении. Не позднее среднего палеозоя в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса произошло отделение от основного тела континента (Сибирского и Синокорейского кратонов) глубь древней сиалической коры, ныне вошедших в состав структуры Камчатки и Японии (о-в Хонсю). Аналогичные глыбы («микроплиты») ныне выявлены и в северо-восточном сегменте Тихоокеанского пояса, например так называемая Салиния. Однако редкость подобных континентальных фрагментов, их значительные, иногда много более тысячи километров латеральные перемещения⁶, устанавливаемые палеомагнитным и палеобиологическим методами, преобладание в составе складчатых систем образований аккреционных призм, возвратно-поступательный, а не просто поступательный ход развития геосинклинального процесса, наглядно иллюстрируемый кайнозойским «раскрытием» окраинных морей на западной стороне Тихого океана, отличаются циркумпацифические, окраинно-континентальные геосинклинальные пояса от межконтинентальных. При этом на западной периферии Тихого океана мы видим преобладание смещения геосинклинального процесса к востоку, на восточной периферии — к западу. В районе Юго-Восточной Азии в обрамлении Южно-Китайского кратона происходит плавный переход от западной к восточной направленности процесса, что не позволяет отводить основную роль в его механизме ротационному фактору.

Вместе с тем создается определенное впечатление, что в течение позднего докембрия и фанерозоя (неогей Г. Штилле) Восточно-Европейский и особенно Сибирский кратоны являлись центрами аккреции океанского и континентального материала, последнего за счет «обламывания», т. е. деструкции краевых частей Гондванского суперконтинента. Этот вывод может быть распространен, видимо, на всю Лавразию, ибо на Северо-Американском кратоне, как и на Балтийском щите, подобная тенденция прослеживается уже начиная с раннего протерозоя.

В рифее процесс «обламывания» края Гондваны отмечается в области современного Нубийско-Аравийского щита, но с последующим обратным причленением континентальных блоков к Гондване [32].

Разное «поведение» Лавразии (преобладание аккреции) и Гондваны (преобладание деструкции) на протяжении большей части фанерозоя коррелируется с господством погружений и трансгрессий на площади первой, поднятий и регрессий на площади второй. Смещение геосинклинального процесса в палеозое от Сибирского (Ангарского) континента к Восточно-Европейскому отражается опять-таки в разной истории их вертикальных движений, отмеченной еще Л. Б. Рухиным [22].

Итак, по неизвестным нам пока глобальным причинам существовала определенная полярность аккреции, направленная к северу в широтных геосинклинальных поясах и к востоку в меридиональном, Урало-Сибирском сегменте Урало-Охотского пояса. С чем же может быть связано рифтообразование в тылу противоположных, пассивных окраин и возникновение здесь новых осей спрединга? В поисках ответа на этот вопрос следует обратить внимание на три обстоятельства. Во-первых, в материковом тылу современных пассивных окраин, как правило, простираются параллельные им горные пояса, возникшие на самом различном субстрате — докембрийском (большей частью) или палеозойском (Аппалачи, Австралийские Альпы, Скандинавские горы). Во-вторых, эти пояса местами осложнены рифтовыми системами (Восточно-Африканская система) или являлись ареной интенсивного базальтового вулканизма, свидетельствующего об обстановке растяжения (Восточная Австралия). В-третьих, как показывают определения механизма землетрясений и измерения в горных выработках, как океанские, так и континентальные части литосферных плит испытывают напряжения сжатия, направленные от осей океанского спрединга.

⁶ Отчасти они имеют место в Средиземноморском поясе, но, видимо, в меньшем масштабе.

Можно полагать, что под влиянием этого сжатия и происходит коробление континентальных окраин с образованием горных поясов, а на фоне этого коробления — рифтинг⁷ с возникновением астеносферных выступов и с возможностью последующего спрединга (в современной рифтовой литературе это называется «пассивным» рифтообразованием).

В случае, если заложение новой рифтовой зоны произошло уже после коллизии двух континентов (не микроконтинента и континента), оно может быть вызвано более простой причиной — блокировкой спрединга с «отскоком» назад восходящей ветви конвекционных течений.

Очевидно, что разработка этой проблемы, особенно количественная, уже выходит за рамки компетенции геолога и должна быть предоставлена геофизикам.

Литература

1. *Абдуллаев Р. Н., Далимов Т. Н.* Палеозойские рифтогенные структуры Тянь-Шаня.— *Узб. геол. ж.*, 1982, № 6.
2. *Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Толкачева С. Г., Шужанов Е. И., Щерба И. Г.* и др. Деструктивные зоны палеозойского Центрального Казахстана.— В кн.: *Тектоника территории СССР*. М.: Наука, 1979, с. 111—127.
3. *Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
4. *Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А.* Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинпастические реконструкции).— В кн.: *Проблемы геодинамики Кавказа*. М.: Наука, 1982, с. 21—30.
5. *Белов В. П.* Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа.— *Вестн. МГУ. Геология*, 1964, № 1, с. 8—14.
6. *Бутов Ю. П., Морозова И. П.* Находка палеозойской фауны в сархойской свите (Восточный Саян).— *Докл. АН СССР*, 1982, т. 267, № 1, с. 153—156.
7. *Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976, 164 с.
8. *Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кехелия М. А., Хмаладзе И. И., Хуцишвили О. Д.* Офиолиты Дзиркульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе.— *Геотектоника*, 1981, № 5, с. 23—33.
9. *Гатинский Ю. Г., Дао Динь Тхук.* Особенности геологического строения и развития палеорифтовой зоны Шонгда (р. Черной) во Вьетнаме.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1982, т. 57, вып. 3, с. 12—25.
10. *Геология и полезные ископаемые Афганистана*. Кн. I. М.: Недра, 1980. 535 с.
11. *Залаяев Р. Ш., Беззубцев В. В.* О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр).— *Геология и геофизика*, 1975, № 12, с. 132—133.
12. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 239 с.
13. *Зоненшайн Л. П., Томуртоого О.* Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии.— В кн.: *Геология и магматизм Монголии*. М.: Наука, 1979, с. 135—144.
14. *Қалайчева Р.* Палинология и стратиграфия диабазово-филитоидного комплекса Западной Стара-Планины.— *Спис. Бълг. Геол. Друж.*, 1982, кн. I, с. 8—24.
15. *Киселев В. В., Королев В. Г.* Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981. 184 с.
16. *Кравченко К. Н.* О развитии земной коры Тянь-Шаня, Памира и Каракорума.— *Тр. ВНИГНИ*, 1978, № 209, с. 40—55.
17. *Ляшенко О. В.* Новые данные о строении Восточно-Саянского гипербазитового пояса.— *Геотектоника*, 1979, № 4, с. 33—51.
18. *Макарычев Г. И., Гесь М. Д.* Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня.— *Геотектоника*, 1981, № 4, с. 57—72.
19. *Пашков Б. Р., Швольман В. А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире.— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 42—57.
20. *Полянский Н. В., Добрецов Н. Л., Ермолов П. В., Кузубный В. С.* Структура и история развития Чарского офиолитового пояса.— *Геология и геофизика*, 1979, № 5, с. 66—78.
21. *Руженцев С. В., Швольман В. А., Пашков Б. Р., Поспелов И. И.* Офиолитовые сутуры Памиро-Гималайского сектора альпийского складчатого пояса.— В кн.: *Закономерности тектонической структуры Средней Азии*. Душанбе: Дониш, 1981, с. 39—41.
22. *Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. И.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Памира.— *Геотектоника*, 1977, № 4, с. 68—80.
23. *Рухин Л. Б.* О ритме движений платформ.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1940, № 1, с. 31—45.

⁷ К этому предположению независимо друг от друга пришли Р. Б. Мак Коннелл [33] и автор.

24. Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
25. Чернов В. Г., Феноменов А. Н. Основные черты строения свит Лой-Хвар и Айнак в Кабульской зоне Афганистана.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 48—56.
26. Швольман В. А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 72—81.
27. Bassoulet J.-P., Boulain J., Colchen M., Marcoux J., Mascle G., Montecat C. L'évolution des domaines tethysiens au pourtour du Bouclier Indien du Carbonifère au Crétacé.— In: Geologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mem. BRGM, 1980, № 115, p. 180—197.
28. Bergougnan H., Fourquin Cl. Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? Discussion.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1982, v. 93, p. 1, p. 929—936.
29. Biju-Duval B., Dercourt J. et Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system.— Int. symp. struct. history Mediterr. basins. P.: Technip., 1977, p. 143—164.
30. Blaise J., Bordet P., Carbonnel J. P., Montenat Ch. Flyschs et ophiolites dans la région de Panjow: une suture neocimmerienne en Afghanistan central.— Bull. Soc. geol. Fr., 1978, t. 20, p. 795—798.
31. Chang C. P., Cheng H. L. Some tectonic features of the Mt Jolmo Lungma area, Southern Tibet, China.— Scientia Sinica, 1973, v. 16, p. 257—265.
32. Cogné J., Wright A. F. L'orogène cadornien. Colloque C6. Géologie de l'Europe.— Mem. BRGM — Société Géologique du Nord, 1980, p. 29—55.
33. Garson M. S., Shalaby I. M. Precambrian — Lower Paleozoic plate tectonics and metallogenesis in the Red Sea region.— Geol. Ass. Canada, Spec. Pap., 1976, № 14, p. 573—596.
34. McConnell R. B. East African Rift system dynamics in view of Mesozoic apparent polar wander.— J. Geol. Soc. 1977, v. 134, part. 1, p. 33—40.
35. Mitchell A. H. G. Phanerozoic plate boundaries in mainland SE Asia, the Himalayas and Tibet.— J. geol. Soc., L., 1981, v. 138, p. 109—122.
36. Sengor A. M. C., Yilmaz Y. a. Ketin I. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian — Triassic Paleo-Tethys? — Geol. Soc. Amer. Bull., 1980, p. 1, v. 91, p. 599—609.
37. Stocklin J. Geology of Nepal and its regional frame.— J. geol. Soc. L., 1980, v. 137, p. 1—34.
38. Tapponnier P., Mattauer M., Proust F. a. Cassaigneau Chr. Mesozoic ophiolites, sutures, and large tectonic movements in Afghanistan.— Earth a. Planet. Sci. Lett., 1981, v. 52, p. 355—371.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
11.III.1983

УДК 551.14(540+267) : 550.3

ЧЕКУНОВ А. В., СОЛЛОГУБ В. Б., СТАРОСТЕНКО В. И.,
ХАРЕЧКО Г. Е., РУСАКОВ О. М., КОЗЛЕНКО В. Г.,
КОСТЮКЕВИЧ А. С.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ В ЗОНЕ ПЛАНЕТАРНОГО ИНДИЙСКОГО МИНИМУМА ГЕОПОТЕНЦИАЛА (?)

По гравитационным и сейсмическим данным с использованием новой интерпретационной методики охарактеризовано строение тектоносферы зоны Индийского минимума геопотенциала. Результативный разрез от Африки до восточного побережья Бенгальского залива протяженностью 5 тыс. км составлен до глубины 220 км. Подтверждено, что метрики имеют нормальную континентальную кору, под океаном переходящую в океаническую; в Сомалийской котловине и особенно Бенгальском заливе развиты мощные осадки, толщина которых уточнена. Лаккадивские острова имеют океаническую и по составу кору. Выяснена глубина астеносферных «корней» рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта. Установлено, что плотность литосферы по мере удаления от хребта увеличивается, астеносфера развита повсеместно, но под континентами она тоньше и плотнее, чем под океаном. Строение верхней части тектоносферы детально изучено в результате совместных советско-индийских работ ГСЗ на Индийском щите. Составлен разрез земной коры, исследованы ее скоростные параметры, выделены основные блоки, разломы, определено гипсометрическое положение блоков. Приведенные данные существенны для познания глубинных зон коры и мантии, решения некоторых общих вопросов тектогенеза и выяснения природы планетарных аномалий геопотенциала.

В результате морских геофизических работ и наблюдений за искусственными спутниками Земли в пределах океанов было выделено [19] несколько планетарных аномалий гравитационного поля (самые крупные из них — Индийский минимум и Австралийский максимум). Природа этих гигантских аномалий, поперечники которых составляют 3—5 тыс. км, является предметом острой дискуссии. Предложено более десяти истолкований [1]: температурные неоднородности, фазовые переходы, конвекция, рельеф границы ядро — мантия, крупномасштабные элементы тектоники и др. Столь широкий ассортимент объяснений обусловлен главным образом недостатком информации о параметрах возмущающих масс. Были предприняты попытки количественных определений глубины залегания центров тяжести масс, при этом аномалии рассматривались как однородные и изолированные, эффективная плотность и размеры масс не определялись [15, 25]. Анализ структуры планетарных аномалий показал, однако, что они скорее имеют сложную природу и являются суммой эффектов плотностных неоднородностей, неодинаково расположенных на разной глубине [9, 6].

Продвижение в решении указанных вопросов зависит прежде всего от получения новых данных. В последние годы в зоне Индийской аномалии такие данные были получены: в Аравийском море и Бенгальском заливе во время рейсов научно-исследовательских и гидрографических судов Институтом геофизики АН УССР выполнен значительный объем гравитационных и магнитных измерений, а на континенте Индии по поручению АН СССР реализована совместная советско-индийская программа по изучению глубинного строения Индийского щита методом ГСЗ (Институт геофизики АН УССР и Национальный геофизический исследовательский институт Индии в г. Хайдерабаде).

Индийский минимум геопотенциала по своей амплитуде и размерам является наиболее крупной из планетарных аномалий. В его эпицентре, к югу от Индии, уровень океана на 112 м ниже поверхности эллипсои-

да — нормальной фигуры Земли (рис. 1). На западе край минимума совпадает с восточным побережьем Африки и Аравийского полуострова, на севере аномалия уходит на континент, включая Гималаи, на востоке следует в меридиональном направлении вдоль Зондского архипелага, на юге примерно совпадает с линией, соединяющей Мадагаскар и Австралию. Изучение зоны Индийского минимума геопотенциала в очерченных контурах представляет исключительный интерес не только для выяснения природы планетарных аномалий гравитационного поля, но и для решения многих других важных вопросов геотектоники, глубинного строения земной коры и мантии Земли и др. Достаточно напомнить хотя бы, что Индостан и его обрамление, как на континенте, так и в океане, является одним из ключевых районов в дискуссии между представителями новой глобальной тектоники и фиксизма. Согласно воззрениям мобилистов [7], Индостанская плита при распаде Пангеи около 200 млн. лет назад отделилась от Антарктиды, Мадагаскара и Африки и, переместившись к северу на 9 тыс. км, столкнулась с Евразийской плитой, создав в зоне коллизии высокогорную систему Гималаев с одной из самых толстых на Земле корой (до 75 км). По представлениям же фиксизмов [8], между Индостаном и Мадагаскаром существовал соединявший их материк Лемурия, подобные же континентальные массивы располагались к югу и востоку от Индостана. Все они недавно затонули, а земная кора подверглась океанической базификации.

По данным выполненных исследований с использованием более ранних материалов других авторов с целью создания глубинной плотностной модели тектоносферы для большой площади от Африки до восточного побережья Бенгальского залива, включая Индостан, были произведены интерпретационные расчеты. В методическом отношении они представляют собой первую попытку построения уравновешенного плотностного разреза земной коры и верхней мантии путем вариаций плотности в комбинации с подбором наблюдаемого поля силы тяжести. Основная идея такого подхода состоит в последовательном уточнении и детализации части глобальной плотностной модели, относящейся к внешней геосфере. В качестве такой модели была принята универсальная функция приведения, разработанная ранее [3]. Для каждой достаточно крупной геоструктуры до уровня глубины 220 км (мезосфера) строились плотностные колонки. Глубже 220 км модель принималась сферически симметричной. Колонки подбирались таким образом, чтобы распределение плотности в них удовлетворяло требованиям постоянства массы и момента инерции. Из полученных колонок монтировался плотностной разрез, гравитационный эффект которого проверялся на соответствие наблюдаемому полю. С помощью вариаций плотности по заданным параметрам верхних частей разреза определялись возможные варианты глубинного строения структур [12]. В построенных таким способом плотностных разрезах земная кора и верхняя мантия находятся во взаимосвязи: изменение плотностей в коре автоматически влечет за собой закономерное перераспределение соответствующих параметров в низах разреза и наоборот;

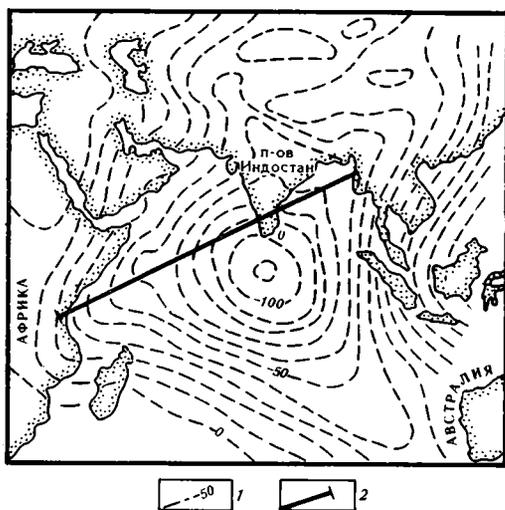


Рис. 1. Индийский минимум геопотенциала
1 — изолинии (м) рельефа геонда, проведенные относительно поверхности эллипсоида — нормальной фигуры Земли [14]. 2 — положение разреза тектоносферы, приведенного на рис. 2

при этом уровень гравитационного поля над каждой данной колонкой не меняется. Изменение параметров смонтированных в разрез колонок также не должно влиять на уровень поля по всему разрезу. Эти требования накладывают очень жесткие ограничения на подбираемые величины плотности и мощности горизонтов.

Построенный подобным образом разрез тектоносферы Момбаса — Мадрас — Читтагонг общей протяженностью 5 тыс км пересекает с запада на восток Сомалийскую котловину, Аравийско-Индийский срединно-океанический хребет, Аравийскую котловину, Лаккадивские острова, Индостан и Бенгальский залив (рис. 2). В различных своих частях он имеет разную степень обоснованности. Концы разреза располагаются на континентальных структурах Африки и Азии, которые представлены в обобщенном виде по данным изучения дисперсии поверхностных волн Рэлея [21, 24]. Строение земной коры вдоль разреза определялось: для зоны перехода от Африки к Индийскому океану и для Сомалийской котловины — по сейсмическим данным [5]; для Аравийско-Индийского хребта, Аравийской котловины и системы Лаккадивских поднятий — по результатам одиночных сейсмических зондирований [5]; для Лаккадивского моря — по материалам гравитационного моделирования [2, 9], для Индийского щита — по данным советско-индийского профиля ГСЗ Удипи — Кавали, приводимым ниже, для Бенгальского залива — по материалам сейсмопрофилирования и ГСЗ [20].

Для литосферы в целом заранее была задана ее мощность, которая на континентах определялась по дисперсии поверхностных волн Рэлея [21, 22, 24], на океане — подсчитана по эмпирической зависимости между возрастом и толщиной литосферы [11]. Определяемыми были плотность литосферы и астеносферы. Расчеты выполнены по 21 колонке; в совокупности они характеризуют все крупные структуры, пересекаемые разрезом.

В процессе подбора, состоявшего из трех полных итераций, выявилась необходимость изменения исходной модели. Так, в зоне перехода от Африканского континента к Индийскому океану по сравнению с работой [5] мощность осадочной толщи пришлось увеличить от 3,5 до 5 км. При переходе от Индостана к Бенгальскому заливу подбором была определена толщина осадочного выполнения, ранее неизвестная. Все изменения и определения проводились с соблюдением требования постоянства массы и момента инерции в данном объеме.

Модельное гравитационное поле на рис. 2 удовлетворительно согласуется с наблюдаемым в юго-западной части разреза. В северо-восточной части имеет место систематическое расхождение (в среднем 50 мгл), которое можно объяснить влиянием региональной составляющей поля, соответствующей северному крылу Индийского минимума геопотенциала [19].

Рассмотрение рис. 2 показывает, что при заданных строении верхней части разреза и положении поверхности мезосферы тектоносфера рассматриваемого района характеризуется следующими чертами.

1) Африка, Индостан и восточное побережье Бенгальского залива имеют земную кору обычной для континентов толщины (35—40 км) и состава. По данным ГСЗ в разрезе Индостана отмечены высокоскоростные интрузии, очевидно связанные с верхней мантией;

2) при переходе к океаническим пространствам на участках континентальных склонов толщина земной коры уменьшается до 7—10 км, из разреза исчезает «гранитный» комплекс. На «базальтовой» океанической коре в Сомалийской котловине и, особенно, в Бенгальском заливе покоится весьма мощная толща рыхлых молодых осадков, питаемая главным образом выносами рек Инда, Ганга и Брахмапутры;

3) Лаккадивские острова имеют переходную по мощности (17 км), но океаническую по составу земную кору. В пользу этого говорят проведенные расчеты. Кроме того, в центральной части моря между Индостаном и Лаккадивскими островами исчезают развитые западные магнитные аномалии, характерные для океанической коры. Здесь же в верх-

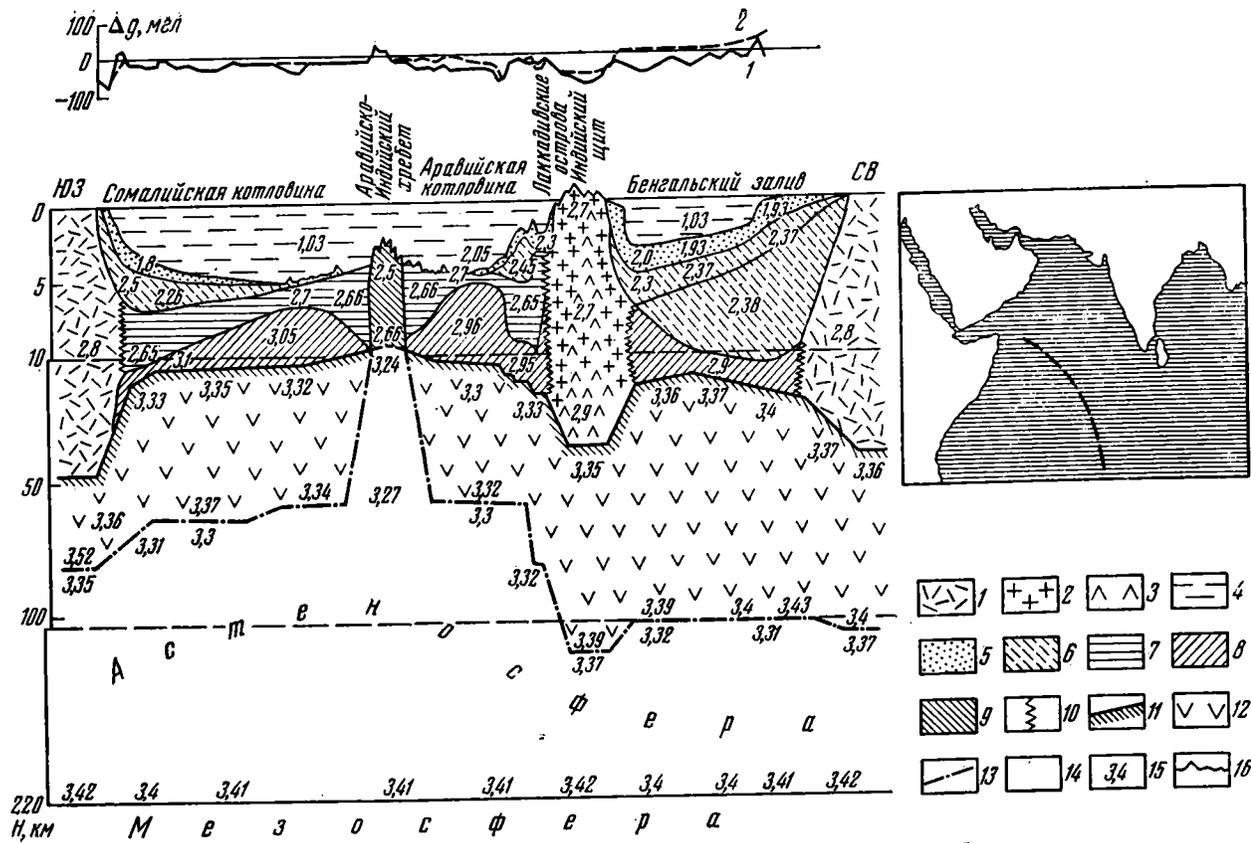


Рис. 2. Разрез тектоносферы по профилю Момбаса — Мадрас — Читтагонг, пересекающему зону Индийского минимума геопотенциала (вертикальный масштаб меняется с глубиной). Положение разреза показано на врезке и на рис. 1

1—3 — континентальная кора: 1 — нерасчлененная; 2 — «гранитный» комплекс; 3 — «базальтовый» комплекс; 4 — водный слой; 5—9 — океаническая кора: 5 — рыхлые осадки; 6 — полуконсолидированные и консолидированные осадки, 7 — океанический слой 2; 8 — океанический слой 3; 9 — смешанного коромантийного состава под срединно-океаническим хребтом; 10 — зоны перехода от континентальной к океанической коре; 11 — раздел М; 12 — нижняя часть литосферы; 13 — поверхность астеносферы, 14 — астеносфера; 15 — значения плотности (г/см^3); 16 — кривые Δg (1 — наблюдаемая, 2 — расчетная)

ней части коры (в осадках), по данным сейсмических исследований, пропадают структуры континентального типа, прослеживающиеся восточнее [3];

4) рифтовая «щель» Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта имеет глубокие «корни», уходящие в астеносферу. Земная кора и литосфера в целом в зоне рифта разуплотнены, раздел М не прослеживается, астеносферный мантийный материал проникает вверх вплоть до поверхности дна [4]. По мере удаления от Аравийско-Индийского хребта плотность литосферы закономерно увеличивается, что может свидетельствовать в пользу кристаллизационной модели образования литосферы [11];

5) под Бенгальским заливом литосфера уплотнена на величину, превышающую нормальные значения;

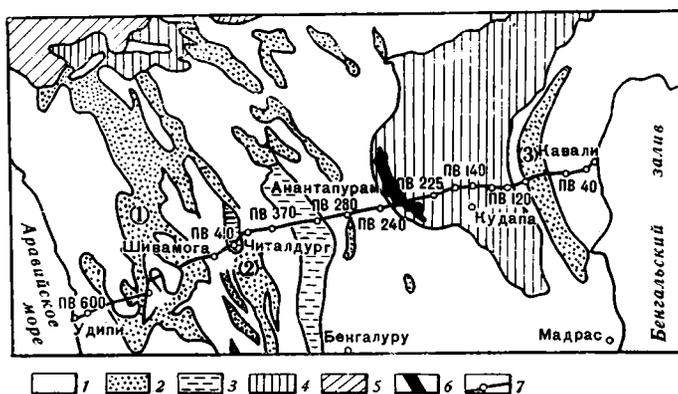


Рис. 3. Геологическая схема и расположение профиля ГСЗ Удипи — Кавали через Индостан

1 — области развития нерасчлененных, в том числе архейской гранитогнейсов; 2 — пояса раннепротерозойской дарварской складчатости (цифры в кружках): 1 — Шимогский, 2 — Читралдургский, 3 — Неллорский; 3 — области развития интрузивных клосепетских и аналогичных им гранитов; 4 — Куддапахский бассейн и другие районы развития куддапахских образований; 5 — Деканская синеклиза, заполненная трапповыми образованиями; 6 — интрузии основных и ультраосновных пород; 7 — линия профиля ГСЗ с пунктами взрыва

6) повсеместно развита астеносфера. Ее мощность уменьшается под континентами и увеличивается под океаническими пространствами, особенно под Аравийско-Индийским хребтом. Астеносфера латерально неоднородна по плотности (в кровле изменения от 3,24 до 3,37, в низах — от 3,4 до 3,42 г/см³), причем под континентами она плотнее.

Строение самой верхней части тектоносферы — земной коры — было детально изучено в Индии методом ГСЗ. Результаты этих совместных советско-индийских исследований в качестве опорных были использованы при составлении рассмотренного выше плотностного разреза. Они имеют большое значение для понимания глубинной структуры региона.

Основным профилем ГСЗ, дающим наиболее полное представление о строении земной коры щита, является профиль Удипи — Кавали, имеющий длину 600 км и проходящий в районе 13—15° с. ш. через весь Индостанский полуостров от Аравийского моря до Бенгальского залива (рис. 3)¹. Плотные системы наблюдений позволили советским и индийским исследователям составить весьма надежный и детальный разрез земной коры, который опубликован в работах [13, 18]. Этот разрез в дальнейшем был дополнен и детализирован, особенно в верхней части, в результате применения новой, разработанной в Институте геофизики АН УССР автоматизированной системы подбора скоростных моделей, бази-

¹ Работы ГСЗ по более коротким профилям были проведены также на Индийском щите и в области деканских траппов.

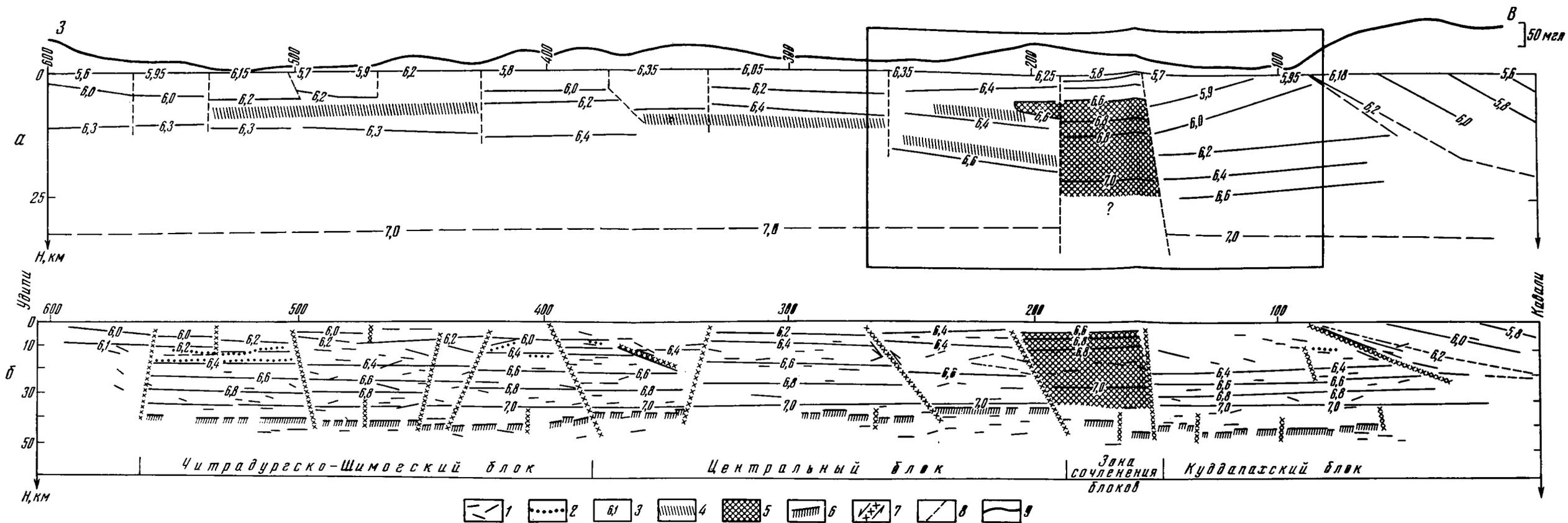


Рис. 4. Глубинный сейсмический разрез и скоростная модель земной коры Индийского щита по профилю ГСЗ Удипи — Кавали (положение профиля см. рис. 3)

а — скоростная модель (отношение масштабов 1:2) (рамкой обведен фрагмент модели, воспроизведенный в увеличенном несхематизированном виде на рис. 5), б — сейсмический разрез (отношение масштабов 1:1)
 1 — отражающие площадки, 2 — промежуточные условные сейсмические горизонты, 3 — линии изоскорости

4 — зоны пониженных скоростей, 5 — область anomalно повышенных скоростей (интрузия основных и ультраосновных пород?), 6 — раздел М, 7 — разломы, местами с указанием смещения блоков по ним, 8 — границы разноскоростных блоков, 9 — кривая Δg

рующей на циклическом решении линейризованной обратной задачи кинематической сейсмологии. Такой дополненный и уточненный разрез приведен на рис. 4, а его увеличенный характерный фрагмент — на рис. 5. Анализ результатов показывает следующее. Профиль Удипи — Кавали пересекает участки развития древних, в том числе архейских гранито-гнейсов, складчатые раннепротерозойские дарварские системы и платформенный Куддапахский бассейн, образовавшийся в позднем протерозое. Сильно метаморфизованные гранитогнейсовые образования, объединяемые в додарварский комплекс с возрастом около 3 млрд. лет, распространены главным образом в центральной части профиля. Дарварский комплекс сложен зеленокаменными преимущественно метаосадочными и вулканогенными породами (зеленые сланцы, кварциты, в том числе железистые, конгломераты, кислые и средние лавы и др.). Он об-

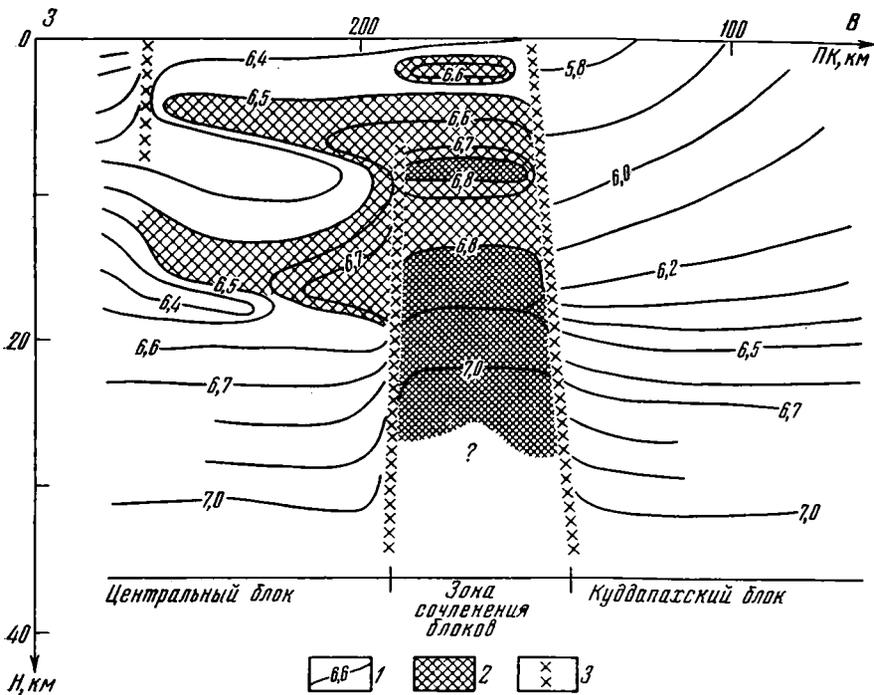


Рис. 5. Скоростная модель участка сочленения Центрального и Куддапахского блоков (см. рис. 4) (отношение масштабов 1 : 4)
 1 — линии изоскоростей (км/с), 2 — область anomalно повышенных скоростей (интрузия основных и ультраосновных пород?), 3 — разломы

разуется три узкие, вытянутые в субмеридиональном направлении синкли- норные или крутомоноклинальные структуры: Шимогскую и Читрадур- гскую на западе и Неллорскую на востоке щита. В центральной части профиля остатки дарварских геосинклинальных систем почти отсутствуют. Куддапахская синеклиза на востоке профиля выполнена сланцами, кварцитами, песчаниками и имеет спокойное строение. Западное крыло этой асимметричной структуры практически не деформировано, к восто- ку степень дислокации возрастает, здесь же появляется большое коли- чество наклонных разломов с надвиговыми смещениями на запад.

Сейсмическое волновое поле имеет [13, 18] преимущественно штри- ховой характер. Регулярными, повсеместно прослеживаемыми явля- ются лишь волны, слаборефрагированные в консолидированной коре (5,8—6,4 км/с), отраженные от раздела Мохоровичича (М) в области критического угла и за ним (с 80—120 км от источника возбуждения) и преломленные от той же границы (7,9—8,15 км/с) после кинематиче- ского выхода в первые вступления (с 170—190 км). В отдельных частях

профиля наблюдаются весьма протяженные волны от промежуточных границ в коре, имеющие определенную геологическую приуроченность (восточная часть Куддапахского бассейна и др.).

Скорости распространения продольных упругих волн в приповерхностной толще консолидированной коры составляют 5,8—6,2 км/с, здесь многочисленны скоростные неоднородности, связанные с пестротой геологического строения. Глубже значения скорости увеличиваются до 7,0—7,5 км/с вблизи раздела М, после которого резко возрастают до 8,1—8,2 км/с. В разрезе коры, преимущественно на глубинах 5—10 км, а местами и глубже, на значительных по протяженности участках профиля прослеживаются зоны инверсии скоростей (см. рис. 4).

В целом земная кора Индийского щита, как и других регионов мира, имеет слоисто-блоковое строение. Блоки разделяются разломами различной масштабности, наиболее значительные из них имеют, несомненно, глубинное мантийное происхождение. Блоки отличаются друг от друга мощностью коры, степенью и характером сейсмической расслоенности, строением сейсмических горизонтов, скоростными разрезами. По этим признакам на участке профиля Удипи — Кавали щит с запада на восток может быть разделен на три основных блока: Читрадургско-Шимогский, Центральный и Куддапахский. Каждый из них имеет свою более мелкую внутреннюю блокировку.

В Читрадургско-Шимогском блоке мощность земной коры 40—42 км, значения уменьшаются к западу. На глубине 10—15 км в западной и восточной частях блока прослеживается условный отражающий горизонт. В центральной части блока, где развиты граниты, этот горизонт отсутствует. На крайнем западе профиля, по мере приближения к Аравийскому морю, все отражающие элементы и линии изоскоростей испытывают общий подъем.

Сочленение Читрадургско-Шимогского блока с Центральным происходит по довольно пологому разлому, трассируемому серией погружающихся на восток отражающих площадей. Поскольку значения скоростей за разломом выше, чем до него, а глубина денудационного среза на поверхности по геологическим данным больше, можно считать, что Центральный блок надвинут с востока на запад на Читрадургско-Шимогский. Толщина коры в Центральном блоке уменьшается до 36—38 км. Выдержанные промежуточные границы в коре отсутствуют. В восточной части блока значения скоростей еще более возрастают.

Сочленение Центрального и Куддапахского блоков имеет сложный характер. Оно происходит в зоне с аномальным строением, имеющей в ширину несколько десятков километров (см. рис. 4 и 5). Зона ограничена крупными разломами восточного падения, прорывающими всю земную кору. В том же направлении увеличивается толщина коры, меняется ее сейсмическая расслоенность и скоростные характеристики. В зоне сочленения, в интервале глубин 2—20 км, вероятно, более сосредоточены высокоскоростные плотные породы, обуславливающие на поверхности положительную гравитационную аномалию. Распределение этих пород в разрезе весьма специфично: они образуют как бы несколько ярусов, языкообразно заходящих довольно далеко в пределы Центрального блока (см. рис. 5). Такое распределение обуславливает инверсионную структуру коры с чередующимися слоями относительно повышенных и пониженных скоростей. Очевидно, мы имеем дело с многоярусной интрузией основных и ультраосновных пород, генерированной разломами зоны сочленения и силлоподобно внедрившейся по субгоризонтальным ослабленным зонам в пределы Центрального блока. Обнажения основных и ультраосновных пород в крайней западной части Куддапахской впадины соответствуют, надо полагать, апикальным частям этой интрузии. По особенностям строения, глубине и скоростным параметрам интрузия зоны сочленения Центрального и Куддапахского блоков очень похожа на интрузивный «сэндвич» Коростенского плутона Украинского щита [16]. Она подобна также структуре Центральной Североамериканской рифтовой системы, описанной в работе [23].

Глубина до раздела М в Куддапахском блоке 42—45 км. В верхней части коры, под Куддапахской впадиной, прослеживаются четкие отражения, образующие в совокупности горизонт полого погружающийся на восток до глубины 10 км. Этот горизонт может быть интерпретирован как фундамент впадины. Он прослеживается значительно восточнее границы впадины на дневной поверхности, к которой приурочены, как упоминалось, многочисленные надвиги с падающими на восток сместителями. В совокупности все это приводит к заключению, что восточное ограничение Куддапахской впадины представляет собой довольно пологий глубинный надвиг, по которому развитые восточнее древние гранито-гнейсы с покоящейся на них дарварской раннепротерозойской Неллорской системой надвинуты на запад на 20—30 км. Надвигание должно было происходить после формирования впадины, т. е. после раннего рифея. Центральная наиболее прогнутая часть Куддапахской впадины, где развиты глинистые сланцы карнульского комплекса, имеет пониженные скоростные характеристики (5,7—5,8 км/с), распространяющиеся на довольно значительную глубину. К западу впадина мелеет, и скорость 6,4 км/с подходит очень близко к дневной поверхности.

Итак, три главных блока Индийского щита (Читрадургско-Шимогский, Центральный и Куддапахский) имеют разную толщину земной коры и неодинаковый денудационный срез. Пользуясь различиями в этих показателях можно попытаться оценить вертикальные смещения блоков относительно друг друга после образования раннепротерозойской дарварской складчатости, которая была основной и завершающей в формировании щита. За условный уровень отсчета примем гипсометрическое положение Читрадургско-Шимогского блока, так как в его пределах дарварский комплекс представлен наиболее широко. Разница в глубинах до раздела М в первых двух блоках составляет 4—6 км. Поскольку в Центральном блоке образований дарварского комплекса почти нет и они, очевидно, размыты, можно заключить, что этот блок приподнят относительно Читрадургско-Шимогского на 4—6 км. Не исключено, что приподнятое положение блока обуславливает отсутствие в нем промежуточных сейсмических горизонтов, развитых западнее.

Разница в глубинах до раздела М между первым и третьим блоком составляет 2—5 км, вторым и третьим 5—10 км. Куддапахский блок, таким образом, наиболее опущен, он гипсометрически ниже Читрадургско-Шимогского и Центрального блоков на указанные величины. Это согласуется с геологическими данными, поскольку в пределах блока сохранились от размыва наиболее молодые образования Куддапахской впадины.

Сравнение Индийского и других щитов мира (Украинского, Балтийского, Канадского и др.) показывает, что в их глубинном строении много общего. Повсеместно хорошо выражены поверхность кристаллического субстрата и раздел М. Скоростные и плотностные параметры коры весьма близки между собой. Резкая граница Конрада отсутствует и переход от существенно «гранитного» комплекса коры к «базальтовому» происходит постепенно. Первый из этих комплексов значительно мощнее второго. Дислоцированность и сейсмическая неоднородность верхней части коры с глубиной уменьшаются или становятся менее ощутимыми. Выдержанные промежуточные горизонты наблюдаются не везде и, по-видимому, имеют различную природу. Геологическая ситуация на Украинском щите позволила трактовать широко развитый в его пределах сильный отражающий горизонт на глубинах 5—20 км как поверхность ныне гранитизированного древнего фундамента лунной стадии развития Земли [17, 10]. Можно предположить, что подобную же природу имеют и хорошо выраженные промежуточные сейсмические горизонты или некоторые из них в разрезах других щитов мира. Мощность земной коры щитов в целом меняется сравнительно не много (35—45 км). Общая закономерность изменений состоит в том, что щиты, расположенные в центральных или внутренних частях материков, имеют более толстую кору, чем их аналоги, соседствующие с океанами. Так, например, мощ-

ности коры Индийского и Балтийского щитов примерно одинаковы, в то же время они меньше, чем у Украинского.

Сравнение сейсмической модели Индийского щита с его гравитационным полем показывает следующее. Ориентировка изоаномал хорошо согласуется с простираемостью геологических структур. Дарварским складчатыми системам соответствуют аномалии с относительно повышенными значениями силы тяжести. Куддапахская впадина в гравитационном поле отчетливо проявлена. Локальные аномалии щита, таким образом, связаны с плотностными неоднородностями в верхней толще земной коры, обусловленными особенностями геологической обстановки.

В то же время обращает на себя внимание резкое несоответствие между гравитационным эффектом от сейсмической модели щита по данным ГСЗ и необычно низким по общему уровню наблюдаемым отрицательным полем (—80 мгл в среднем, —110 мгл в отдельных минимумах). Это несоответствие не может быть объяснено коровыми эффектами, «легкостью» коры Индийского щита, которая, судя по данным моделирования волнового поля, не легче, а, возможно, тяжелее коры Украинского щита. Общая пониженность поля связана, очевидно, с влиянием Индийского минимума геопотенциала, захватывающего субконтинент Индии.

Приведенные данные, надо полагать, будут содействовать не только изучению тектоносферы рассмотренных регионов, но и решению ряда общих вопросов тектогенеза, природы планетарных аномалий геопотенциала, познания глубинных недр Земли и природы происходящих в них процессов.

Литература

1. *Артемьев М. Е.* Структура гравитационного поля.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 20—27.
2. *Бурьянов В. Б., Козленко В. Г., Русаков О. М.* Универсальная модель приведения для интерпретации гравитационных аномалий методом подбора.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 5, с. 3—6.
3. *Бурьянов В. Б., Русаков О. М., Соловьев В. Д., Свистунов Ю. И., Терехов А. А.* Глубинное строение Лаккадивской зоны поднятий по геофизическим данным.— Геофиз. ж., 1979, т. 1, № 2, с. 67—71.
4. *Виноградов А. П., Удинцев Г. Б. и др.* Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, с. 3—27.
5. Геолого-геофизический атлас Индийского океана/Ред. Удинцев Г. Б. М.: ГУГК, 1975. 151 с.
6. *Дейнека Ю. П., Козленко В. Г.* О возможной гетерогенности планетарных аномалий геопотенциала.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев: Наук. думка, 1981, с. 278—281.
7. *Дитц Р., Холден Дж.* Новая глобальная тектоника и элементы динамической исторической геологии.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
8. История Мирового океана. М.: Наука, 1971. 284 с.
9. *Козленко В. Г., Русаков О. М., Старостенко В. И.* Трехмерная гравитационная модель северной части Индийского океана.— Геофиз. ж., 1980, т. 2, № 5, с. 14—24.
10. *Соллогуб В. Б., Харитонов О. М., Чекунов А. В.* Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований.— Геофиз. ж., 1980, т. 2, № 6, с. 26—35.
11. *Сорохтин О. Г.* Образование литосферных плит и природа срединно-океанических хребтов.— В кн.: Геофизика океана, т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1975, с. 173—178.
12. *Старостенко В. И., Шен Э. Л.* Способ вариаций плотности при построении системы гравитационных моделей.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравитационных полей. Киев: Наук. думка, 1981, с. 373—379.
13. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Харечко Г. Е., Лазаренко М. А., Ильченко Т. В., Кайла К. Л., Рой Чоудхури К., Редди П. Р., Кришна В. Г., Хари Нарайн.* Глубинные сейсмические исследования Индийского щита.— Геофиз. ж., 1979, т. 1, № 1, с. 3—18.
14. *Тараканов Ю. А.* Неровная поверхность океана.— Природа, 1976, № 11, с. 106—111.
15. *Тараканов Ю. А., Черевко Т. И.* Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 4, с. 25—34.
16. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
17. *Чекунов А. В.* Земная кора Украинского щита и некоторые важные вопросы становления фундамента древних платформ.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 10, с. 893—896.
18. *Kaila K. L., Roy Chowdhury K., Reddy P. R., Krishna V. G., Hari Narain, Subbotin S. I., Sollogub V. B., Chekunov A. V., Kharechko G. E., Lazarenko M. A., Ilchen-*

- ко Т. В. Crustal structure along Kavali-Udipi profile in the Indian peninsular shield from deep seismic sounding.— J. Geol. Soc. India, 1979, v. 20, p. 307—333.
19. Marsh J. G., Vincent S. Global detailed geoid computation and model analysis.— Geophys. Surv., 1974, v. 1, № 4, p. 481—511.
 20. Moore P. G., Curray G. R., Raitt R. W. Stratigraphic seismic section correlations and implications to the Bengal Fan history.— In: Initial reports of the deep sea drilling project. V. 22. Washington, 1974, p. 403—412.
 21. Mueller S., Bonjer K. P. Average structure of the crust and upper mantle in East Africa.— Tectonophysics, 1973, v. 20, № 1—4, p. 283—293.
 22. Narain H. Crustal structure of the Indian subcontinent.— Tectonophysics, 1973, v. 20, № 1—4, p. 249—260.
 23. Ocola L. C., Meyer R. P. Central North American rift system. Structure of the axial zone from seismic and gravimetric data.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 23, p. 5173—5194.
 24. Paton H. Crust and upper mantle structure of the Eurasian continent from the phase velocity and Q of surface waves.— Rev. Geophys. Space Phys., 1975, v. 13, № 1, p. 57—85.
 25. Tarakanov Yu. A., Cherevko T. I. Large-scale density heterogeneities in the mantle.— Phys. Earth Planet. Inter., 1981, v. 25, № 4, p. 390—395.

Институт геофизики
им. С. И. Субботина АН УССР
г. Киев

Поступила в редакцию
3.XI.1982

ТЕКТОНОДИНАМИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Рассматриваются некоторые аспекты динамического подхода к анализу процессов, управляющих генерацией, миграцией и аккумуляцией углеводородов в тектонически активных поясах горизонтального сжатия и интенсивного новейшего погружения. Изучение характера влияния динамических эффектов тектонической природы на течение геолого-геохимических процессов, ответственных за онтогенез нефти и газа, позволяет полнее раскрыть главнейшие условия становления и развития нефтегазоносных регионов с аномально-высокой плотностью запасов углеводородов.

Концепции тектоники литосферных плит в последнее десятилетие все чаще рассматриваются применительно к основным вопросам нефтегазовой геологии. Однако в большинстве случаев их использование в науке о нефти и газе ограничивается довольно узким кругом умозрительных и весьма упрощенных схем, допускающих лишь косвенное влияние некоторых производных процессов на онтогенез¹ нефти и газа. Подавляющая часть исследований, так или иначе учитывающих идеи неомобилизма при реконструкциях становления и развития нефтегазоносных бассейнов (НГБ), не выходит за рамки построения их новых классификаций с учетом геодинамического фактора, но не дающих ответа на характер непосредственного воздействия последнего на нефтегазонакопление.

Как это не кажется странным, но признание ведущей роли геодинамических явлений в развитии новых идей в теории тектогенеза почти не нашло отражения в общей переоценке взглядов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. В основном изучение динамики земной коры направлено на выяснение новых факторов, управляющих литогенезом, накоплением и фоссилизацией органического вещества (ОВ), распределением тепловых потоков и формированием ловушек нефти и газа. М. Ф. Осмастон [31], кроме того, особое внимание обратил на то, что последствия взаимодействия плит ощущаются в течение гораздо большего периода времени и на большей площади (большем удалении от краев плит), чем это обычно предполагается. Он допускает также формирование обширных поднятий, во многом определяющих распространение залежей углеводородов (УВ) под воздействием латерального потока тепла от краев плит в сторону их внутренних частей. Эффективность этих направлений несомненна, но не менее плодотворным может оказаться исследование влияния динамики тектонических процессов в обстановке нелинейно-напряженного состояния земной коры на генерацию, миграцию и аккумуляцию УВ.

Робкие попытки увидеть такую связь обозначены в ряде статей в сборнике [13]. Однако почти все они сводятся к анализу деструктивных факторов. Лишь при обсуждении различных вариантов гипотезы неорганического происхождения УВ геодинамика земной коры в некоторых случаях рассматривалась, например Г. Н. Доленко, как один из факторов активизации химических процессов, ответственных за их синтез.

Первое обращающее внимание представление о прямом влиянии некоторых явлений, происходящих в зонах субдукции, изложено Х. Д. Хедбергом. Более четкое обоснование эта идея получила у О. Г. Сорохтина и др. [35]. И хотя предложенный ими механизм встречает ряд возражений [29], нельзя не отметить его динамическое начало.

Одна из немногих публикаций, в которых излагается опыт динамического подхода к анализу условий нефтегазонакопления, принадлежит

¹ По И. В. Высоцкому и В. Б. Оленину [8, 30].

О. Л. Кузнецову с соавторами [21]². Значение некоторых геодинамических процессов, сопровождающих конвергенцию и коллизию плит, в формировании НГБ в общем виде, пожалуй, впервые раскрыл В. Е. Хаин [38].

Признание ведущей роли меж- и внутриплитного рифтогенеза в формировании основных типов седиментационных бассейнов и горизонтального перемещения плит в деформировании и редукции их окраин, а равно и в трансформации их отдельных элементов, неизбежно предполагает и пересмотр некоторых сложившихся представлений о региональных геологических условиях нефтегазонакопления. Например, таких, как консервативность границ НГБ во времени, прямая связь между термодинамикой и глубиной погружения нефтегазоносных комплексов, формирование «резонансных структур горизонтального сжатия» и особенности нефтегазонакопления в ореолах зон коллизии плит и т. д.

Важная роль тектонического фактора в становлении и последующем развитии нефтегазоносных территорий в отечественной и зарубежной литературе подчеркивается постоянно. Однако по уже давно существующей традиции в подавляющем большинстве работ она оценивается либо посредством анализа влияния его на литолого-фациальные особенности осадочного выполнения НГБ, либо в аспекте структурно-морфологической дифференциации нефтегазоносных комплексов т. е. по существу путем изучения и анализа лишь немногих опосредованных тектонических критериев нефтегазоносности, участие которых в процессе нефтегазонакопления считается вполне очевидным.

Течение ряда ключевых геолого-геохимических процессов, ответственных за генерацию, миграцию и аккумуляцию нефти и газа, общепринято ставить в прямую зависимость от изменения давлений и температур с глубиной. Эти широко известные и довольно хорошо изученные зависимости находят достаточно закономерное подтверждение в просто построенных платформенных регионах, в пределах которых возрастание давлений и температур с глубиной носит монотонно-прогрессирующий характер. Эти же закономерности обычно с легкостью переносятся и на тектонически активные (подвижные) пояса, в ареалах которых размещаются многие наиболее крупные НГБ (Персидского залива, Предкопетдагский, Западно-Канадский и др.). Однако аномальность термодинамической обстановки в поясах тектонического сжатия предопределяет необходимость по-новому взглянуть на соподчиненность основных процессов, весомость и место которых при изучении типично внутриплатформенных бассейнов считаются установленными и общепризнанными. Существование глубоких различий в эволюции НГБ, формирующихся на платформах (внутри плит) и в геосинклинальных складчатых поясах (на мобильных окраинах плит), наиболее полно обосновано в работах В. И. Высоцкого и В. Б. Оленина [8, 30].

Одним из важнейших результатов тектонофизических исследований двух последних десятилетий является установление существования геодинамического переменного поля напряжений [20, 43 и др.]. Оно фиксируется практически повсеместно (в том числе и на древнейших щитах, считавшихся ярчайшими примерами тектонической стабильности) активным проявлением горизонтальной составляющей, нередко намного превышающей вертикальную, причинно связанную с геостатической нагрузкой. Но наибольших значений напряженность и анизотропность геодинамического поля достигает в пределах наиболее мобильных активных окраин плит. По тектонофизическим оценкам, величина максимальных касательных напряжений в альпийских складчатых областях на порядок выше, чем на щитах.

Главнейшие результаты изучения напряженного состояния земной коры сводятся к следующему: 1) на многих участках земной коры наряду с геостатическим действует геодинамическое поле напряжений; 2) как

² Некоторые аспекты проблемы в части генерации и миграции УВ рассматривались и в более ранних работах сотрудников ВНИИЯГга и Якутск. фил. АН СССР [12, 40, 41 и др.].

правило, в консолидированном фундаменте и достаточно компетентных осадочных толщах (чаще базальных) горизонтальное сжатие превышает по величине вертикальное, обусловленное весом вышележащих пород; 3) часто величина горизонтального сжатия намного превышает величину вертикального; 4) при горизонтальных перемещениях в деформируемых поясах обычно сосуществуют зоны растяжения и сжатия; 5) горизонтальное сжатие вкрест простирания подвижных поясов больше, чем в направлении, согласном с ним; 6) в верхних слоях земной коры, представленных рыхлыми обильно водонасыщенными или сильнотрещиноватыми породами, тектонические напряжения либо не возникают вовсе, либо быстро релаксируются.

Обращают внимание установленные факторы фиксирования горизонтального сжатия, например, в осадочном чехле Северо-Американской платформы, где сумма горизонтальных напряжений на глубине 700 м в нижнепалеозойских известняках на 300 кг/см^2 превышает удвоенную геостатическую нагрузку [43]. Особенно показательны многочисленные случаи удлинения сечений стволов нефтяных скважин Западно-Канадского НГБ под действием, по-видимому, остаточных горизонтальных напряжений, превышающих вертикальные. Причем это явление фиксируется даже в битуминозных песках Восточной Альберты [45].

В геологической истории, по-видимому, всех крупнейших НГБ можно выделить по крайней мере один этап аномального возрастания тектонической активности, сопровождающейся либо интенсивным горизонтальным сжатием, либо резким увеличением скорости погружения в условиях растяжения. Нередко имеет место и последовательное проявление обоих процессов. Подобные аномалии в истории геологического развития, на наш взгляд, могли оказывать решающее воздействие на характер и направленность преобразования ОВ и быть ответственными за особенности миграции и максимальные коэффициенты аккумуляции УВ.

Этот круг проблем и задач мы предлагаем выделить в самостоятельное направление научных исследований, характеризуя его как **тектонодинамика онтогенеза нефти и газа**. Таким образом, под тектонодинамикой онтогенеза нефти и газа мы понимаем область познания комплекса природных процессов, являющихся функцией нелинейно-переменных динамических эффектов тектонической природы, влияющих на направленность и стиль нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Некоторые аспекты и пути излагаемого ниже тектонодинамического подхода к решению задач газовой геологии авторы рассматривали ранее [2, 4]. В этих работах интенсивное горизонтальное сжатие и ряд производных явлений взводятся в ранг факторов, обеспечивающих мобилизацию процессов, обычно завершающихся формированием газовых месторождений. Среди факторов, стимулирующих процессы нефтегазообразования, в научной литературе обычно называют: тепловую энергию скрытых магмопроявлений, динамику сейсмических колебаний, повышенную тектоническую активность (стрессовые явления). Следует подчеркнуть, что последняя априори упоминается в огромном количестве публикуемых работ, но практически ни в одной из них невозможно найти достоверных попыток физико-химического обоснования эффекта динамических явлений, возникающих в периоды повышения тектонической активности (главным образом в подвижных поясах).

Термическое значение магмопроявлений в преобразовании вмещающих толщ в общем-то, очевидно, доказывается большим числом непосредственных наблюдений и не вызывает сомнений. Но обращают внимание следующие особенности этого явления в связи с рассматриваемым вопросом. Во-первых, размеры ореолов измененных пород, контактирующих с интрузивными телами, как правило, измеряются десятками и реже первыми сотнями метров, т. е. объемы пород, попадающих в область «термического эффекта» магмопроявлений, по сравнению с объемами пород (и ОВ), участвующих в генерации УВ в недрах НГБ при региональном метаморфизме (катагенезе), ничтожны и, во-вторых, что еще более важно, ареалы интенсивных магмопроявлений и массовой генерации УВ

почти никогда не совпадают не только пространственно, но и по времени. По этим причинам количеством УВ, обязанных своим образованием дополнительному тепловому импульсу магмопроявлений, как правило, можно пренебречь³.

В ряде работ акцентируется внимание на большой роли сейсмических колебаний в интенсификации процессов генерации УВ [15, 40]. Однако приводимый авторами материал, в том числе и экспериментальный, указывает на положительное значение этого фактора скорее в миграции, нежели в генерации УВ. Это тем более вероятно, что сколько-нибудь заметные различия в степени преобразованности новейших пород стабильных и сейсмоактивных областей отсутствуют [23]. Едва ли было бы верным полностью отрицать это явление как фактор, благоприятствующий генерации УВ, что, однако, требует дальнейшей экспериментальной проверки. Тем не менее, на наш взгляд, гораздо более важное и существенное значение он имеет в интенсификации процессов миграции УВ.

Еще менее проработан вопрос о механизме влияния на преобразование ОВ (и пород) импульсных динамических нагрузок, вызывающих интенсивное складкообразование. Однако, по-видимому, именно этот процесс может оказывать важную роль в генерации УВ.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ГЕНЕРАЦИИ УВ В ЗОНАХ ИНТЕНСИВНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Еще в 1963 г. В. С. Вышемирский [9] дал пространную характеристику тектонического сжатия как важного источника тепловой энергии, участвующей в метаморфизме осадочных пород. Основные выводы В. С. Вышемирского применительно к платформенным бассейнам, базирующиеся на известной гипотезе В. А. Магницкого, встречают ряд серьезных возражений [26]. Мы же добавим, что при низких и весьма низких темпах приращения горизонтальных напряжений при таком механизме диссипация выделяющегося тепла происходит раньше, чем оно «успевает использоваться» на метаморфизм пород и ОВ.

Качественно иные последствия имеет процесс активного импульсного горизонтального сжатия. И в этом случае мы не можем согласиться с выводами Л. А. Назаркина [26] о том, что тектонический фактор не может иметь существенного значения в преобразовании ОВ. При этом он исходит в основном из того факта, что энергия тектонических процессов на 2—3 порядка уступает потерям тепловой энергии Землей за время ее существования за счет теплопроводности и лучистого теплопереноса. На наш взгляд, наиболее существенным недостатком этих рассуждений является оперирование суммарными балансовыми величинами, тогда как при сравнении удельно-временных показателей можно получить принципиально противоположный вывод.

Основной причиной дополнительного тепловыделения при тектонических деформациях является производимая при этом механическая работа. Последняя переходит в тепловую энергию, особенно «мощную» в зонах интенсивного сжатия, в виде [10, 20]: теплоты трения вдоль поверхности разрывов, теплоты внутреннего трения при пластических деформациях, теплоты упругой деформации при релаксации напряжений. Причем при высоких и весьма высоких скоростях тектонических деформаций, когда тепловыделение происходит быстро, приращение тепловой энергии может обеспечить существенное повышение температуры деформируемых пород [10]. Особенно заметным этот эффект становится при периодически часто повторяющихся импульсных смещениях плит, происходящих на этапах их коллизии⁴.

³ Предполагаемая М. Ф. Осмастоном [31] возможность существенного привноса тепла в тело плиты и ухода его в боковых направлениях за счет внутриплитового вулканизма, во-первых, пока не находит практического подтверждения и, во-вторых, едва ли может оказывать зримое влияние на тепловое поле собственно осадочных бассейнов.

⁴ При этом авторы не отрицают и хорошо известное многократно описанное в литературе явление выноса глубинного тепла по зонам активизированных разломов, влияние которого может сказываться на расстоянии 10—20 км (и даже более) от разлома [24 и др.].

По расчетам В. Е. Карачинского [16], за счет тектонических движений со скоростями, характерными для современных тектонически активных областей, температура на глубинах около 3000 м может возрасти вдвое. На такую же масштабность явления указывают Е. И. Паталаха и А. М. Поляков [32], изучавшие термический эффект тектонических деформаций. К выводу о возможности дополнительного прогрева коры на несколько десятков градусов под действием внешних сжимающих усилий пришли также В. А. Магницкий и Е. В. Артюшков [25].

Уже тот факт, что при элиминировании температуры отсутствует корреляция между показателем степени метаморфизма OV и мощностью перекрывающих отложений в Западной Сибири [18], показывает, что геостатическая нагрузка (давление) не имеет определяющего значения в темпах преобразования OV . Вместе с тем опытным путем установлено, что «для достижения одного и того же показателя преломления витририта без давления уголь надо карбонизировать при больших температурах, чем под давлением» [18, с. 285].

На наш взгляд это «противоречие» объясняется различиями в динамике естественного и экспериментально воспроизводимого процессов метаморфизма OV . В первом случае происходит медленное нарастание давления, практически не сопровождающееся выделением тепла⁵ за счет уплотнения пород. Во втором, в условиях геологически мгновенного возрастания давления, импульсное сжатие пород приводит к выделению тепла, расходующегося на эндотермический процесс метаморфизма OV .

Экспериментальное подтверждение влияния напряжений и вызываемых ими деформаций угольных блоков на повышение их температуры было выполнено Е. А. Ельчаниновым с соавторами [14]. Они установили, что с увеличением нагружения угольных блоков с 10 до 55 кгс/см² происходило прогрессивное приращение температуры от 0,2 до 1,4°С, причем последняя продолжала расти еще в течение 3—4 мин и после снятия нагрузки. Еще больше поражают воображение случаи обугливания концов свай под железными башмаками, забиваемых копрами в грунт. И. А. Игнатченко [15], обсуждая это явление, предполагает, что столь интенсивное преобразование древесины обусловлено действием упругих волн. На наш взгляд, этот вывод встречает возражение уже потому, что интенсивность ее преобразования обнаруживает зависимость от величины возникающих в стволах свай напряжений, максимальных в их осевых частях. Поэтому более обоснованным представляется термодинамическое объяснение природы этого явления.

Влияние стрессовых нагрузок на метаморфизм углей в природной обстановке наиболее представительно изучено в Предверхолянском прогибе [34, 42], где на складчатом борту даже меловые отложения характеризуются в приповерхностных условиях весьма высоким уровнем преобразованности за счет действия динамического катагенеза. Снижение степени метаморфизма горных пород по мере затухания складчатости в Донецком бассейне отмечено В. Е. Карачинским [16]. Реальность постинверсионного катагенеза OV Донецкого складчатого сооружения, обусловленного тектоническими факторами, показана А. В. Бочкаревым [7]. Аномальное уменьшение степени термических преобразований нижнепалеозойских пород сверху вниз на фоне регионального усиления метаморфизма по направлению к внутренней зоне Аппалачей установлено при обосновании нефтепоисковых работ в провинции Квебек [44].

Оценивая роль динамического возбуждения горных пород и содержащегося в них OV , необходимо остановиться также на одном из важнейших сопровождающих его эффектов: механохимическом инициировании химических реакций. В экспериментах при разрушении кристаллов нитратов происходило выделение газообразных продуктов, которые в статических условиях образуются лишь при нагревании тех же образцов до температур 300—700°С [6]. Эффект резкого возрастания химической активности веществ, подвергающихся механическому воздействию, на-

⁵ Правильнее говорить о низких темпах тепловыделения, соизмеримых с интенсивностью его рассеивания.

ходит широкое использование в технологии химического производства. Причем за счет этого механизма достигается температурный эквивалент в десятки и сотни градусов [1]. Применительно к решению некоторых вопросов нефтегазовой геологии механохимические явления рассматривались Н. В. Черским и В. П. Царевым [41], по мнению которых последние могут быть в значительной мере ответственны и за преобразование ОВ.

При быстром скачкообразном нарастании давления, характерном для зон действия мощных тангенциальных напряжений, в наибольшей мере способен проявляться и тепловой эффект адиабатического сжатия флюидов, заключенных в интенсивно деформируемых осадочных толщах. Этот процесс рассматривался К. А. Аникиевым [5] применительно к условиям формирования АВПД при тектонических стрессах. По мнению Л. А. Назаркина [26], фиксируемое на некоторых нефтяных месторождениях синхронное возрастание пластовых давлений и температур в начальный период разработки может быть обусловлено межчастичным трением пород-коллекторов и адиабатическим сжатием флюидов, спонтанно реагирующих на возобновляющееся уплотнение при выведении системы из равновесия.

Следовательно, в тектонодинамически активных поясах могут возникать весьма благоприятные условия для формирования катагенных центров (или узлов нефтегазовыделения), под которыми мы предлагаем понимать очаги термомеханической и механохимической активизации течения процесса преобразования ОВ. В частности, она может иметь чрезвычайно важное значение для генерации сероводорода термохимического происхождения, требующей весьма жесткого температурного режима.

ВЛИЯНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ НА УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ ОВ

Интенсивное тектонодинамическое воздействие, которое испытывают горные породы в зонах коллизии плит, может оказывать чрезвычайно существенное влияние на гидравлическое взаимодействие нефтегазогенерирующих и нефтегазоносных комплексов. В условиях неравномерного всестороннего сжатия широко проявляется, подтвержденный экспериментально, эффект увеличения объема пород за счет формирования многочисленных систем микротрещин [36]. Разуплотнение структуры интенсивно деформирующихся пород особенно важно для генерирующих толщ, поскольку может быть определяющим фактором в выносе в коллекторы углеводородных флюидов. Заслуживает быть отмеченным так называемый вибро(сейсмо)миграционный эффект акустических полей, подробно рассмотренный в работе [12], благодаря которому, особенно в комбинации с описанным выше, достигается глубокая десорбция УВ, сорбированных породами и ОВ. По существу такому же механизму обязаны рассмотренные А. Р. Кинзикевым [17] примеры влияния земных приливов на изменение подвижности и миграцию флюидов.

Важное значение на направленность региональной миграции УВ, особенно в карбонатных комплексах, играют поперечные к поясам сжатия валоподобные зоны, наследующие полосы трансформных разломов. При активном проявлении сдвиговых дислокаций в их пределах могут формироваться протяженные «каналы» повышенной флюидопроницаемости, ответственные за мощный «выброс» УВ на сопредельные с предгорными прогибами территории. Такую роль выполнят, например, структурный мост Пис-Ривер в Западно-Канадском бассейне, терраса Газа в бассейне Персидского залива, Западно-Шатлыкский гребень в Предкопетдагском бассейне и т. д. На возможность дополнительного выжимания на платформу флюидов под действием горообразования указывает Л. М. Зорькин с соавторами [13], а так как в результате этого возрастает пластовое давление, то существенно увеличивается газоемкость пластовых вод.

Под действием прерывисто-импульсных стрессовых возбуждений гидродинамическая система НГБ на контакте с растущим горным сооружением периодически испытывает резкое возмущение. Это с неизбежностью приводит к формированию многочисленных гидродинамических аномалий (как положительных, так и отрицательных), тем более интенсивных, чем более высока анизотропия поля тектонических напряжений. Некоторые аспекты неотектонического контроля гидродинамических режимов осадочных бассейнов были раскрыты Г. Ю. Валуконисом и Л. И. Фердманом [37]; мы же подчеркнем, что наиболее разительных контрастов описанные ими явления, ответственные за трансформацию динамики пластовых флюидов, могут достигать в тектонодинамически активных поясах.

В силу же стремления любой гидродинамической системы к условно равновесному состоянию, возникают особенно благоприятные условия для интенсивной миграции флюидов, и в том числе УВ, не только вдоль осадочных напластований, но и по вертикали. При этом перепад пластовых давлений между различно деформированными участками осадочного выполнения будет поддерживаться тем дольше, чем более продолжительным будет горизонтальный стресс.

По мере расширения работ по непосредственному изучению тектонических напряжений в земной коре появляется все больше данных о том, что сложноподвиженным состоянием характеризуются и достаточно уплотненные осадочные породы, выполняющие НГБ, что, в частности, доказано для Северо-Американской платформы [43] и северного фоланда Альпийской системы [46]. Эти данные будут представлять тем больший интерес для теории миграции УВ, чем более представительными окажутся материалы о сосуществовании зон растяжения и сжатия, поскольку их периодическое взаимодействие может активно управлять поведением флюидов, и в том числе нефти и газа, в эпохи резкого повышения тектонической активности. В связи с этим обращает на себя внимание динамика флюидов в сейсмически активных областях, в которых «в зонах сжатия отмечается резкое увеличение дебитов, в зонах растяжения — падение» [13, с. 136]. Причем колебания дебитов флюидов фиксируются даже на расстоянии более 200 км от источника возбуждения.

ВЛИЯНИЕ КОЛЛИЗИИ ПЛИТ НА АККУМУЛЯЦИЮ УВ НА СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ ПЛИТ

Обычно при палеотектонических реконструкциях НГБ с позиций тектоники плит при анализе условий, благоприятствующих аккумуляции УВ, наибольшее внимание уделяют геологическим событиям, протекающим на рифтогенной стадии их формирования. В качестве весьма благоприятных факторов рассматриваются климатические, обеспечивающие жизнедеятельность рифтообразующих организмов, седиментологические, отвечающие за благоприятное сочетание коллекторов и покрышек, структурные, управляющие формированием ловушек в приразломных и соляно-штоковых зонах и т. д. Структурно-геологические перестройки, происходящие на коллизионных этапах развития, как правило, не вызывают должного внимания.

В этом аспекте в качестве одного из главных факторов выступает явление резонансно-морфологической перестройки наплитных бортов НГБ, развивающихся на континентальных окраинах сходящихся плит. Важнейшее влияние на конечный аккумуляционный потенциал НГБ при этом оказывает временное соотношение между резонансными явлениями, обычно сопровождающимися оформлением многочисленных и разнообразных ловушек и массовой эвакуацией УВ из зон наиболее активной генерации.

Под зонами «резонансных структур горизонтального сжатия» мы понимаем тыловые окраины взаимодействующих плит, на которых происходит коробление осадочного покрова в результате инерционного сдавливания, причинно связанного с коллизией плит.

Пространственно резонансная волна синорогенного складкообразования чаще «наследует» зоны сутур, во фланговых и фронтальных элементах которых могут возникать валообразные структуры. Причем резонансные структуры трансформно-флангового типа, ортогональные складчатым поясам, обеспечивают в основном миграцию флюидов, тогда как развивающиеся во фронтальных частях сутур, согласных с простираем поясов, выполняют преимущественно функцию зон нефтегазоаккумуляции. Зависимость стиля нефтегазоаккумуляции в некоторых НГБ от особенностей проявления резонансной складчатости рассматривалась нами ранее [4].

ВЛИЯНИЕ АНОМАЛЬНО-ВЫСОКИХ ТЕМПОВ СИНОРОГЕННОГО ПРОГИБАНИЯ НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Исследованию влияния темпов седиментации на формирование нефтегазогенерирующих комплексов в бассейнах различного типа посвящена фундаментальная монография Л. А. Назаркина [26], которому на обширном фактическом материале удалось по достоинству оценить значение этого геологического явления в эволюции НГБ. Нам же хотелось кратко остановиться на особенностях действия этого фактора на заключительных этапах развития НГБ предгорных прогибов, т. е. на вопросе, который Л. А. Назаркиным практически не рассматривался.

Типизация НГБ по динамике прогибания в связи с формированием фазовой зональности УВ проводилась К. Н. Кравченко [19] и Б. А. Соколовым [33]. Характерно, что с НГБ подвижных альпийских поясов, отнесенных К. Н. Кравченко к третьему типу (замедленного прогибания на ранних стадиях и ускоренного прогибания на поздних стадиях развития), связано более половины мировых нефтяных ресурсов [19].

Влияние новейшей истории развития на нефтегазоносность различных осадочных бассейнов мира наиболее пространно и неоднократно рассматривалось Л. И. Фердманом [37 и др.], которому удалось показать, что новейшие тектонические движения могут обеспечивать увеличение диапазона нефтегазоносности и перестройку структурного плана НГБ.

По нашему мнению, интенсивное новейшее прогибание, например, Южно-Туркменской краевой системы сопровождалось не только влиянием на генерационный потенциал мезозойских отложений, но и обусловило весьма активное воздействие на условия аккумуляции газа [3]. В частности, этот этап оказался ответственным за формирование автономного Сандыкачинского ареала автохтонной газоносности в надсолевом меловом и активизацию сероводородообразования в подсолевом юрском этажах.

Весьма высокие темпы синорогенного прогибания обуславливают сильное объемное деформирование геотермического поля [22]. Благодаря этому под мощной синорогенной линзой слабоуплотненных пород, характеризующихся очень низкой теплопроводностью, резко повышаются значения пластовых температур и геотермической ступени. Это в свою очередь обеспечивает расширение стратиграфического и мощностного диапазона генерирующих толщ «одновременно» оказывающихся в благоприятной для образования УВ термодинамической обстановке.

Наложение синорогенных прогибов на «моноклинальные склоны» окраин плит приводит и к существенной трансформации условий становления и сохранности ловушек в их пределах в объеме подстилающих отложений [3]. На внешних бортах (транзитных моноклиналях) в результате прогрессирующего возрастания региональных уклонов локальные структуры (особенно ортогональные их простирацию) расформируются. На внутренних бортах (обращенных моноклиналях), наоборот, за счет инверсии уклонов ловушки могут возникать или увеличиваться в размерах.

Следовательно, интенсивное синорогенное прогибание, особенно в комбинации с синхронным подъемом смежных территорий может повлечь

за собой: 1) возрастание темпов нефтегазовыделения, что при сохранении или даже некотором снижении скорости их рассеивания обуславливает увеличение коэффициента аккумуляции УВ; 2) повышение скорости миграции УВ и частичное (а иногда полное) расформирование ловушек за счет возрастания региональных уклонов пластов на внешних бортах; 3) формирование или увеличение размеров ловушек на внутренних бортах в результате инверсии уклонов пластов, увеличивающихся в мощности по современному восстанию отложений.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ И ВЫВОДЫ

С каждым годом появляется все больше фактов, указывающих на неадекватность условий катагенеза пород в тектонически стабильных и подвижных территориях, которая не может быть объяснена только различиями в глубинах погружения. В частности, в Среднеазиатском регионе наблюдается довольно четкая зональность катагенеза пород, находящаяся в соответствии с его делением по степени тектонической активности [23]. Известны также случаи несущественных отличий в степени метаморфизма разновозрастных пород, что характерно, например, для четырехкилометровой толщи отложений угленосного карбона и юры Французских Альп [48]. По-видимому, не менее показательны и случаи установления так называемых палеогеотермических несогласий, описанных Н. П. Гречишниковым [11]. На наш взгляд, каждая из этих «аномалий» в той или иной мере может быть причинно связана с проявлением мощных динамических нагрузок в условиях горизонтального стресса.

Отсутствие корреляционной связи между современными температурами и степенью преобразованности ОВ открывает широкий простор для введения поправок на палеотемпературу, геологическое время и т. д., базирующихся на не всегда четких представлениях об их месте и границах применимости. Тем более, что даже с помощью таких реконструкций далеко не всегда удается устранить нелинейность теоретически обосновываемых зависимостей.

На наш взгляд, формирование (возникновение) палеотемпературных аномалий могло быть связано не только и не столько с большими палеоглубинами или более высоким глубинным палеотепловыделением, т. е. факторами, наиболее часто обсуждаемыми в литературе. По-видимому, не меньший, если не больший, вклад в это явление вносят процессы, происходящие в самих объектах исследования — уплотняющихся и деформирующихся осадочных толщах. Эффект дополнительного тепловыделения может существенно увеличиваться за счет интенсивного накопления мощных слабоуплотненных синорогенных моласс, способных «экранировать» тепловой поток. По данным Р. И. Кутаса [22], в таких зонах величины тепловых потоков на поверхности могут снижаться на 20—50%. Большое значение имеет тепловыделение, сопровождающее интенсивные пластические и хрупкие деформации пород под действием тангенциального стресса. На действенность этого фактора указывает усиливающаяся с глубиной анизотропия уровня метаморфизма ОВ и пород, в частности, установленная детальными исследованиями, проведенными в ряде бассейнов Австралии [47]. Во-первых, потому, что роль стрессовых явлений может существенно возрастать с глубиной, и, во-вторых, потому, что именно этот фактор обеспечивает широкие объемно-пространственные вариации дополнительного тепловыделения, отражающие весьма существенные неравномерности в переменном во времени динамично-напряженном состоянии земной коры в тектонически активных поясах.

В связи с оценкой роли геологического времени в процессе преобразования ОВ и накопления генерировавшихся УВ, вызвавшей широкую полемику в печати, применительно к обсуждаемым вопросам нам хотелось бы заметить следующее. Безусловно, продолжительность пребывания ОВ в благоприятных термодинамических условиях повышает глуби-

ну его преобразования. С этих позиций на первый взгляд кажется, что если выполняется условие

$$\Delta R_{T_1}^0 + \Delta R_{\tau_1}^0 = \Delta R_{T_2}^0 + \Delta R_{\tau_2}^0 = R^0 = \text{const},$$

где R^0 — показатель степени преобразованности ОБ; $\Delta R_{T_1}^0$ — условная доля R^0 , обеспеченная действием температурного (Т) фактора; $\Delta R_{\tau_1}^0$ — то же, обеспеченная действием фактора геологического времени (τ); $T_1 > T_2$; $\tau_1 < \tau_2$, то в конечном итоге при прочих равных условиях в обоих случаях может быть получен одинаковый эффект в виде залежей УВ. В такой постановке этот вопрос не обсуждается, но молчаливо подразумевается во всех работах, акцентирующих внимание на большей роли геологического времени в метаморфизме ОБ. Однако именно положительный ответ на него может быть заведомо неверен. Совершенно не безразлично, каковы темпы генерации УВ, от которых зависят масштабы их потерь на этапе, предшествующем аккумуляции нефти и газа. При существенно растянутом во времени относительно низкотемпературном преобразовании ОБ перевод генерирующихся УВ из рассеянного в гомогенное состояние практически может быть неосуществим хотя бы только по причине их опережающего выноса за пределы бассейна постоянно недонасыщенными водами⁶. Тем более, что с каждым годом накапливается все больше данных, указывающих на обратную связь между продолжительностью и масштабностью аккумуляции УВ. Именно по этой причине наибольшего внимания заслуживает изучение основных факторов, контролирующих и усиливающих темпы генерации и аккумуляции УВ, среди которых, на наш взгляд, ведущее место принадлежит тектонодинамическим эффектам.

Таким образом, нефтегазогенерирующие отложения в ближайших ореолах зон коллизии на революционных этапах развития испытывают двойное воздействие, мобилизующее процессы преобразования ОБ, — стрессово- и седиментационно-динамическое. Причем максимального эффекта эти явления могут достигать, если они «наследуют» древние пассивные окраины — переходные зоны от континентов к океанам, которые, по мнению В. Е. Ханя [39], часто обладают преимуществом с точки зрения нефтегазонакопления.

В связи с оценкой роли тектонодинамического фактора в генерационном углеводородном потенциале тектонически активных регионов обращают внимание и результаты сравнения плотностей запасов УВ в НГБ различного типа [27, 28], подчеркивающие закономерное возрастание удельных масштабов нефтегазонакопления от внутриплатформенных к внутрискладчатым бассейнам. Если же учесть, что условия консервации УВ (а часто и концентрации в виде крупных месторождений или зон нефтегазонакопления), как правило, снижаются в противоположном направлении, огромные генерационные возможности тектонически активных поясов становятся еще более очевидными. Это же обстоятельство могло явиться одной из главных причин преимущественной приуроченности месторождений-гигантов к платформенным НГБ. Характерно, что в большинстве случаев последние также тяготеют к элементам НГБ, раскрывающимся в предгорные прогибы (Оренбург, Шатлык, Даулетабад-Донмез, месторождения Аравийской плиты и т. д.).

К сожалению, прогностические методы классической термодинамики (вернее, термостатики) для оценки возникающих в природной обстановке термодинамических ситуаций в зонах проявления горизонтального стресса практически не пригодны. И не только потому, что в естественных условиях объект исследования, как правило, регионального масштаба, можно рассматривать как условно замкнутую систему только на бесконечно малом отрезке времени, но и в силу спонтанно и нелинейно изменяющихся ее параметров под действием внешних сил, еще не получивших закономерного описания. Поэтому пока любой прогноз направлен-

⁶ К числу таких причин можно также отнести диффузионные, сорбционные и ряд других явлений.

ности в поведении ОБ и продуктов его преобразования в тектонически активных поясах несет элементы недоверия и случайности. А это тем более требует новых, нетрадиционных методов анализа, исключающих однобокость и однообразие подхода к изучению морфологически и динамически различных НГБ, формирующихся в резко различных по тектонической позиции и активности регионах.

Авторы отдают себе отчет в том, что описанные аспекты возможной взаимосвязи явлений тектогенеза и онтогенеза нефти и газа отражают лишь первый общий взгляд на рассматриваемую проблему. Очевидно, намеченные связи носят более сложный и подвижный характер и их дальнейшее изучение повлечет за собой перераспределение акцентов, а, возможно, и отказ от некоторых прогнозируемых причинно-следственных связей, как не отвечающих действительности. Однако генеральная направленность, стиль и пути познания тектонодинамики онтогенеза нефти и газа даже при значительной перегруппировке места действия, масштабности проявления и соподчиненности рассмотренных явлений и процессов едва ли изменятся.

Литература

1. *Авакумов Е. Г.* Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1979. 256 с.
2. *Амурский Г. И., Берето Я. А.* Роль горизонтального сжатия при газогенерации и газонакоплении.— Геол. нефти и газа, 1980, № 8, с. 22—26.
3. *Амурский Г. И., Соловьев Н. Н.* Влияние новейшего прогибания на формирование газовых месторождений (на примере синорогенных прогибов юга Туранской плиты).— В кн.: Формирование залежей нефти и газа на различных этапах развития седиментационных бассейнов. М., 1981, с. 97—106 (Тр. ВНИГНИ, вып. 230).
4. *Амурский Г. И., Соловьев Н. Н.* Особенности нефтегазонакопления в зонах коллизии плит.— В кн.: Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей. Ч. 1. Львов, 1981, с. 140—141.
5. *Аникиев К. А.* Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л.: Недра, 1964. 168 с.
6. *Болдырев В. В., Регель В. П., Поздняков О. Ф., Уракаев Ф. Х., Быльский Б. Я.* Исследование химических реакций при разрушении кристаллов неорганических солей.— Докл. АН СССР, 1975, т. 233, № 3, с. 634—637.
7. *Бочкарев А. В.* Катагенез органического вещества на постинверсионном этапе развития Донбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 123—129.
8. *Высоцкий И. В.* Формирование нефтяных месторождений в складчатых областях. М.: Недра, 1971. 392 с.
9. *Вышемирский В. С.* Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Изд-во Саратовск. ун-та, 1963. 377 с.
10. *Гогель Ж.* Геотермия. М.: Мир, 1978. 172 с.
11. *Гречишников Н. П.* Роль палеогеотермических несогласий в оценке перспектив нефтегазоносности терригенных отложений.— В кн.: Проблемы геологии нефти. Вып. 7. Тектонические и литолого-стратиграфические закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. М.: ИГиРГИ, 1976, с. 145—152.
12. *Грозов В. К., Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И., Старостин В. И., Царев В. П., Чахмахчев В. Г.* Динамика формирования месторождений полезных ископаемых.— Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 5, с. 1197—1200.
13. Дегазация Земли и геотектоника. Сб. статей. М.: Наука, 1980. 292 с.
14. *Ельчанинов Е. А., Розенбаум М. А., Шор А. И.* Влияние изменений напряжений и деформаций на динамику температуры угольных блоков.— Уголь, 1977, № 2, с. 15—16.
15. *Игнатченко Н. А.* Влияние землетрясений на условия формирования пород.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2, с. 111—118.
16. *Карачинский В. Е.* Методы геотермодинамики залежей газа и нефти. М.: Недра, 1975. 168 с.
17. *Кинзикаев А. Р.* Переменное гравитационное поле как фактор миграции, формирования и распределения углеводородов.— В кн.: Вопросы теории поисков и разведки нефти и газа. М. МИНХиГП им. И. М. Губкина, 1979, с. 127—131.
18. *Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А., Эрвье Ю. Г.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
19. *Кравченко К. Н.* Типизация нефтегазоносных бассейнов по динамике развития, фазовой зональности углеводородных скоплений и положению стержневых гребней.— В кн.: Формирование залежей нефти и газа на различных этапах развития седиментационных бассейнов. М., 1981, с. 38—47 (Тр. ВНИГНИ, вып. 230).
20. *Кропоткин П. Н.* Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 238—253.
21. *Кузнецов О. Л., Муравьев В. В., Чахмахчев В. Г.* О геодинамической природе поясов нефтегазоносности.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 2, с. 422—425.

22. *Кутас Р. И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.
23. *Лукьянова В. Р.* Зональность катагенеза мезозойских и кайнозойских осадочных толщ Средней Азии и факторы преобразования пород.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 1, с. 115—129.
24. *Лысак С. В.* Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири.— В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 87—101.
25. *Магницкий В. А., Артюшков Е. В.* Некоторые общие вопросы динамики Земли.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 987—525.
26. *Назаркин Л. А.* Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Изд-во Саратовск. ун-та, 1979. 336 с.
27. *Наливкин В. Д.* Зависимость распределения запасов нефти и газа от типов крупных и крупнейших тектонических структур.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXIV сес. Докл. сов. геологов. Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтяных. М.: Наука, 1972, с. 25—29.
28. *Нестеров И. И., Потеряева В. В., Салманов Ф. К.* Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М.: Недра, 1975.
29. *Оленин В. Б., Соколов Б. А.* Нефтегазоносность и «тектоника плит».— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 125—134.
30. *Оленин В. Б.* Нефтегеологическое районирование по генетическому принципу. М.: Недра, 1977.
31. *Осмaston М. Ф.* Значение некоторых основополагающих аспектов теории тектоники плит в решении проблемы поисков залежей углеводородов.— В кн.: Достижения в нефтяной геологии/Ред. Хобсон Г. Д. М.: Недра, 1980, с. 12—70.
32. *Паталаха Е. И., Поляков А. И.* Термический эффект тектонических деформаций.— Геол. и геофизика, 1977, № 9, с. 14—22.
33. *Соколов Б. А.* Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980.
34. *Соколов Б. А., Ларченков Е. П.* Особенности формирования Предверхоаянского предгорного прогиба, обуславливающие его газоносность.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 183—188.
35. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федьинский В. В.* Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6, с. 1407—1410.
36. *Ставрогин А. Н.* О влиянии деформации на проницаемость горных пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968, с. 156—161.
37. *Фердман Л. И.* Роль неотектонических движений в образовании и накоплении нефти и газа.— В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977, с. 154—159.
38. *Хаин В. Е.* Структурно-динамические типы нефтегазоносных бассейнов и их формационное содержание.— В кн.: Современные проблемы геологии нефти и газа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978, с. 125—132.
39. *Хаин В. Е.* Глобальные закономерности нефтегазоносности в свете современного понимания структуры земной коры.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. Новосибирск: Наука, 1981, вып. 512, с. 20—27.
40. *Черский И. В., Царев В. П.* Влияние слабых акустических полей на преобразование ископаемого органического вещества.— Геол. и геофизика, 1977, № 12, с. 88—98.
41. *Черский И. В., Царев В. П.* Роль механических сил в инициировании физико-химических процессов в недрах Земли.— В кн.: Методы прикладной математики в геологии и геофизике. Якутск, 1980, с. 77—82.
42. *Япаскерт О. В.* О взаимоотношении катагенеза и начального метаморфизма.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1981, № 5, с. 33—38.
43. *Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust as determined by measurements of absolute rock stress.— Naturwissenschaften, 1974, v. 61, № 11, p. 468—475.
44. *Hesse R., Ogunyomi O.* Praorogene Versenkungstiefe und Orogenese als Diagenese Faktoren für altpaläozoische Kontinentalrandbildungen der Nördlichen Appalachen in Quebec. Canada.— Geol. Rundschau, 1980, v. 69, № 2, S. 546—566.
45. *Gough D. J., Bell J. S.* Stress orientations from oil-well fractures in Alberta and Texas.— Can. J. Earth Sci., 1981, v. 18, № 3, p. 638—645.
46. *Greiner G., Lohr J.* Tectonic stresses in the northern foreland of the Alpine system: measurements and interpretation.— Rock Mech., 1980, suppl., № 9, p. 5—15.
47. *Kantsler A. J., Cook A. C.* Rank Variation, calculated Paleotemps in Understanding Oil, Gas Occurrence.— Oil and Gas J., 1978, v. 76, № 47, p. 196—198.
48. *Robert P.* Etude petrographique des matieres organiques insolubles par la mesure de leur pouvoir reflecteur.— Rev. L'Inst. Français petrole, 1971, v. 26, № 2, p. 105—135.

УДК 551.241(47)

СТУПКА О. С.

**О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ АРХЕЯ (НА ПРИМЕРЕ
УКРАИНСКОГО ЩИТА)**

В статье на основании синтеза современной теории геосинклиналей и концепций мобилизма с учетом своеобразных черт, которые были характерны для архейского этапа, рассматриваются развитие и некоторые особенности структуры земной коры юга Восточно-Европейской платформы в раннем докембрии. Архейские вулканогенно-осадочные комплексы сложены образованиями, вполне сопоставимыми по главным характеристикам с эвгеосинклинальными комплексами более молодых этажей. Поэтому нет оснований для выделения в геологически обозримой истории Земли догеосинклинальной стадии развития, как нет оснований и для полного сопоставления тектонических условий архея с обстановками фанерозоя. Считается неоправданным содержание такого сложного и многообразного геологического явления, как тектонический режим, раскрывать понятием, характеризующим какую-то одну черту раннедокембрийского развития. Лишь принципиально новый генетический подход к сущности геосинклинального процесса как механизма формирования континентальной коры вскрывает ту общую закономерность, которой подчиняется развитие литосферы от раннего докембрия до кайнозоя включительно. Констатируется, что архей не был какой-то особой, специфической эпохой в истории Земли, а одним из этапов в ее эволюционно усложняющемся геодинамическом развитии, ее начальным этапом возникновения и формирования сиалической оболочки, наращивание которой в фанерозое представляет собой лишь дальнейшую промежуточную стадию в необратимом ходе истории нашей планеты.

Обычно считают, что архейский этап с верхним геохронологическим рубежом 2600 млн. лет отличался некоторыми своеобразными чертами развития, не повторявшимися позже. Однако значение этих отличий в геологической истории раннего докембрия оценивается по-разному. Одни исследователи этим особенностям придают второстепенное значение и тектонический режим архея считают геосинклинальным в том смысле, который был присущ, в классическом понимании термина, геосинклиналям фанерозоя. Например, отмечается [12], что архейские серии и соответствующие им гранитоидные комплексы Украинского щита характеризуют в совокупности геосинклинальный тектоно-магматический цикл с его основными этапами развития — интенсивного прогибания, инверсии, складчатости и гранитизации. Другая группа авторов архейский этап развития рассматривает в качестве совершенно особого, последовательность геологических событий которого определяется спецификой тектонического стиля, а сама специфика раскрывается такими понятиями, как догеосинклинальная стадия, пермобильная, панэвгеосинклинальная, прогеосинклинальная и т. п., подчеркивающие по существу лишь различные стороны одного и того же геологического явления. Е. В. Павловский, назвавший эту стадию нуклеарной (27), отметил, что геосинклинальная теория приложима к событиям, которые развивались только в неогее, и только для неогее справедливы традиционные представления о связи формирования гранитно-метаморфического слоя с геосинклинальным процессом [28]. Кроме того, в последнее время встречаются попытки объяснить формирование докембрийских участков коры моделями тектоники плит. Однако, как убеждают новые теоретические исследования, представления о режиме геологических процессов в раннем докембрии трудно уложить в какую-то одну схему. Более обнадеживающей представляется попытка синтеза концепций мобилизма и современной теории геосинклиналей с учетом тех своеобразных черт, которые были характерны для архейского этапа. Разбор такого варианта рассматривается ниже на примере юга Восточно-Европейской платформы.

Обращает на себя внимание определенное различие в строении разрезов архейских серий исследуемого региона. Один тип разреза представлен образованиями конкско-верховцевской серии, которая наиболее полно развита в Среднем Приднепровье. Нижняя часть толщи сложена ассоциацией пород, образующих спилито-диабазовую формацию. Ее мощность увеличивается от периферических частей к центру Приднепровского массива, где в Сурской зоне достигает максимальных значений — 3500 м [13]. Среди пород формации преобладают амфиболиты, амфиболовые сланцы и апоспилиты, которые образуют отдельные пачки мощностью до первых сотен метров, а совместно с сопутствующими породами слагают значительные (до 1000—1500 м) толщи. Эти меланократовые породы возникли по основным вулканитам [13, 38], которые по петрохимическим характеристикам отвечают толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов [39]. Верхняя часть разреза сложена продуктами изменения вулканогенных (преимущественно кислого состава), осадочно-терригенных и хемогенных железисто-кремнистых образований. Это в основном кварцево-биотитовые, кварцево-хлоритовые и серицито-хлоритовые сланцы, туфогенные метапесчаники, железистые кварциты, кварцевые и биотитовые кератофиры. Наиболее измененные породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. В отдельных случаях встречаются представители более низкотемпературных ступеней метаморфизма, соответствующие фации зеленых сланцев.

Иной тип разреза представлен днестровско-бугской серией Побужья, в составе которой существенную роль играют гиперстенные, двупироксеновые, роговообманково-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, а также гнейсы гранат-биотитовые и биотит-гранатовые, иногда с силлиманитом, кордиеритом и графитом. Встречаются графитовые и высокоглиноземистые кристаллосланцы, железистые и белые безрудные кварциты, мраморы и кальцифиры. Петрохимические особенности гранатовой группы пород указывают на их происхождение за счет терригенных осадочных отложений алевро-псаммитового состава [16], а высокое содержание глинозема и низкое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — на базальтовый состав источников сноса [48]. Что касается первичной природы пироксеновых кристаллосланцев и гнейсов, то это были основные магматические породы, которые, однако, нельзя отнести ни к одной из петрохимических групп метабазитов Среднего Приднепровья [16]. По минералогическому составу и химизму они близки к габброидам [24]. Предполагаемая мощность днестровско-бугской серии в зонах гранулитовой фации определяется в 10—14 км, что согласуется в общем с данными ГСЗ [36, 37]. Ниже скоростной градиент резко увеличивается, оставаясь примерно постоянным до поверхности Мохоровичича (40—45 км). Судя по сейсмическим скоростям (6,7—7,0 км/с), нижний слой отвечает петрографическим разновидностям пород основного состава, дометаморфический субстрат которых представлял собой, вероятно, габбро и базальты.

Подобная ассоциация пород известна в Приазовском массиве, где образует западноприазовскую серию. В ее нижней части преобладают кристаллосланцы, при гранитизации которых возникли чарнокиты, пироксеновые гнейсы и амфиболиты, по составу отвечающие базальтоидам и характеризующиеся метаморфизмом в условиях гранулитовой фации. Остальная группа пород (разнообразные гнейсы, среди которых доминируют биотитовые разности нередко с гранатом и силлиманитом, глиноземистые породы в виде ставролитовых сланцев, кристаллические известняки, слюдяные и железистые кварциты) по первичному составу соответствует главным образом песчано-глинистым образованиям.

Видно, что среди метаморфических образований архея распознаются представители как вулканогенных, так и осадочных пород, свойственных фанерозою. Кроме того, во всех районах формационные ряды архейских толщ, мощность которых варьирует от 9—10 до 14 км, имеют отчетливо выраженное двуслойное строение — основные и ультраосновные метавулканиты с подчиненными им метаосадочными породами внизу и преиму-

щественно терригенно-хемогенные толщи с вулканитами среднего и кислого состава наверху — чем также в целом напоминают формационные ряды фанерозойских эвгеосинклиналей. Не менее характерна типичная эволюция региональной гранитизации: от плагиигранитизации к более поздней калиевой гранитизации (микроклинизации). Наконец, по мере наращивания разреза отчетливо видна направленная смена основных

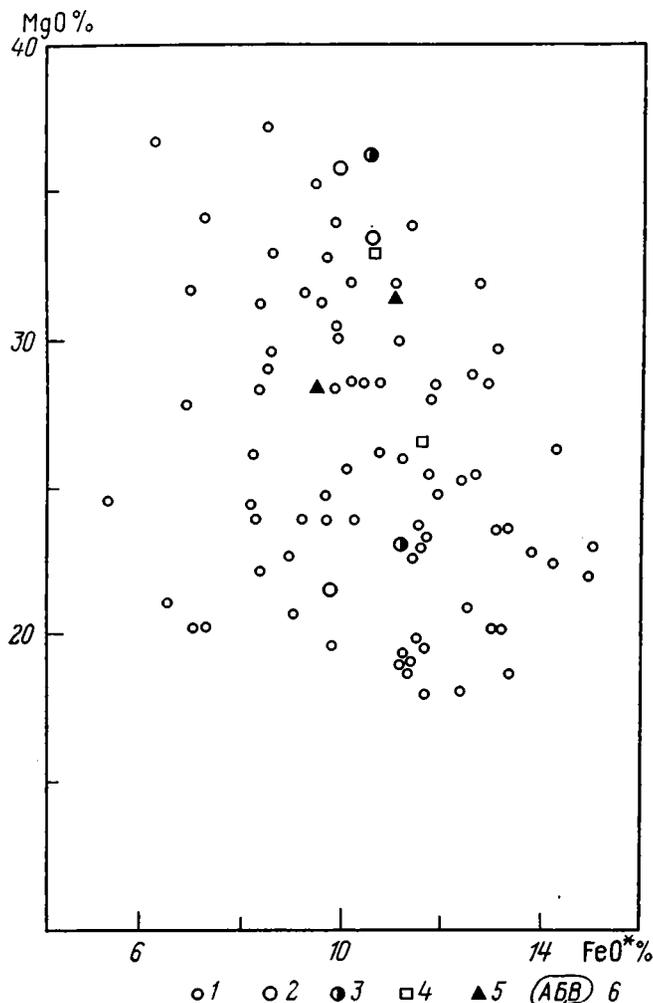


Рис. 1. Диаграмма Mg—FeO* (FeO* как $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,89981 \pm \pm \text{FeO}$).

1 — ультрабазиты Украинского щита; коматиты; 2 — Онвервахт, Барбертон, Южная Африка [59]; 3 — КМА [15]; 4 — Монро Тауншип, Онтарио, Канада [50]; 5 — Якабинди, Западная Австралия [57]; 6 — поля перidotитовых (А — формация Комати, Б — Сандспрейт) и базальтовых (В — типа Гелюк) коматитов

формаций кислыми, причем наблюдается картина, характерная и для фанерозойских эвгеосинклиналей, спилито-кератофировые толщи которых, как правило, выше становятся кислее. Такое сходство еще более очевидно, если учесть, что все отмеченные особенности имеют глобальный характер и свойственны архейским образованиям практически всех древних платформ [11, 35].

Из изложенного можно сделать вывод, что архейские вулканогенно-осадочные комплексы вполне сопоставимы по главным характеристикам с эвгеосинклинальными комплексами более молодого возраста. Следовательно, нет оснований для выделения в геологически обозримой истории

Земли догеосинклинальной стадии развития. Но в то же время нет оснований и для полного сопоставления тектонических условий архея с обстановками фанерозоя. Каждая из рассмотренных выше серий включает породы, которые не имеют аналогов в более молодых комплексах и условия образования которых не повторялись в дальнейшей истории, что и накладывает ограничения на простые униформистские экстраполяции.

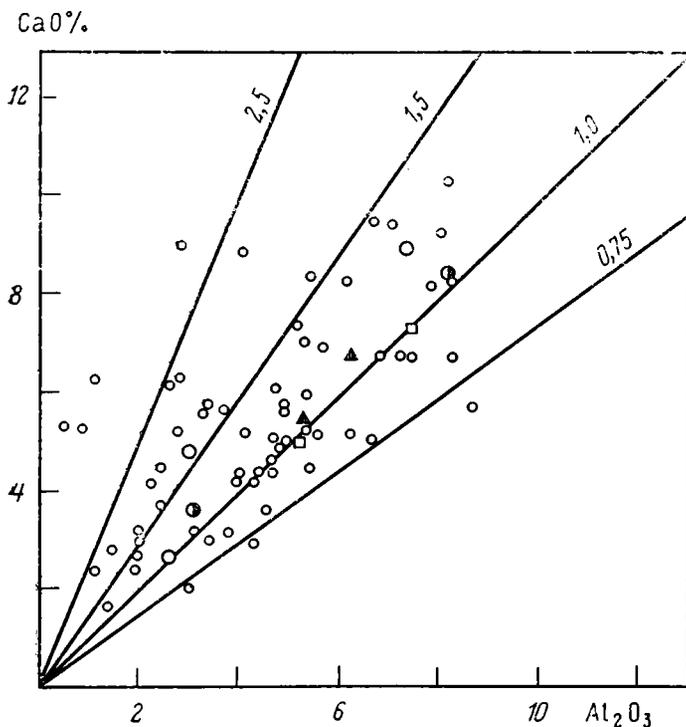


Рис. 2. Диаграмма CaO—Al₂O₃. Здесь и далее точки составов те же, что и на рис. 1

Достаточно назвать хотя бы коматииты — особый класс вулканитов ультраосновного и основного состава, принадлежащих древнейшим элементам разреза архейских серий Африки, Австралии, Индии, Канады, КМА [15, 50, 57, 59].

На Украинском щите ультрабазиты развиты в виде пластовых и линзообразных тел, покровов и крупных массивов, участвующих в строении вулканогенных толщ мощностью от 20 до 1300—1500 м. Особенно широко они развиты в нижней метабазитовой толще. Форма залегания подавляющей части массива и тел согласна с вмещающими породами. Часть ультрабазитов рассматривается [38, 43, 44] как продукты пикритовых лав и их туфов, превращенных затем в разного состава серпентиниты. Некоторые из них по петрохимическим характеристикам отвечают породам коматиитовой группы¹. Они отличаются высоким содержанием магния (рис. 1), низкими значениями коэффициента железистости (17—30%), высокой величиной отношения CaO/Al₂O₃ (1—2,5) (рис. 2), очень низкими количествами титана и щелочей, а в отдельных случаях практически полным отсутствием калия. Между ними и породами коматиитовой группы, как видно из диаграммы MgO—CaO—Al₂O₃ (рис. 3), не существует разрыва: фигуративные точки тех и других перекрывают друг друга, располагаясь при этом по линии, идущей вертикально из угла MgO, отражая главное направление дифференциации оливина. По-

¹ Результаты 76 химических анализов заимствованы из литературных источников [34, 40, 43—45].

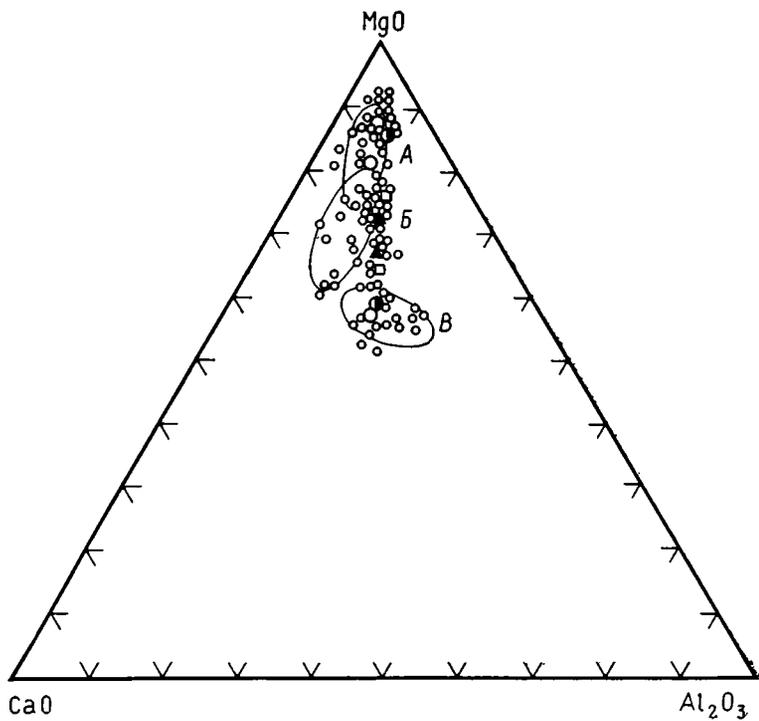


Рис. 3. Диаграмма соотношений CaO—MgO—Al₂O₃

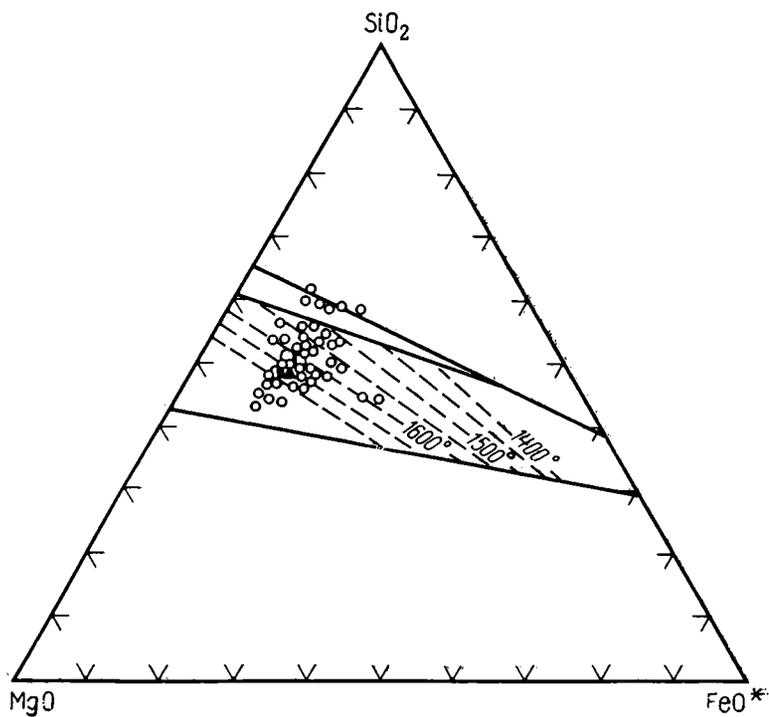


Рис. 4. Диаграмма соотношений Mg—SiO₂—FeO*

следнее подтверждается и диаграммой $\text{SiO}_2\text{—MgO—FeO}$ (рис. 4), на которой составы рассматриваемых ультрабазитов располагаются по линии, параллельной стороне $\text{SiO}_2\text{—MgO}$. Видно также, что те же составы большей частью попадают в поле перидотитовых и отчасти базальтовых коматиитов, по М. и Р. Вильюнам [59].

Отличительным геохимическим признаком является высокое (0,3—0,5%) содержание никеля и хрома [43], что свидетельствует о восстановительных и высокотемпературных условиях кристаллизации оливина [4] из расплава, имевшего температуру порядка 1600—1700°С (см. рис. 4). Известно, что перидотитовые коматииты, характеризующиеся столь высоким температурным ликвидусом, представляют собой породу, которая образовалась при излиянии на поверхность магмы, генерированной на небольшой глубине — 15—30 км [46, 55] при высокой степени частичного плавления (60—80%) мантийного вещества [9]. Такие высокие температуры в архейское время достигались в условиях существования тонкой (10—15 км) [23, 41] коры океанического типа, высокогеотермического градиента, величина которого втрое превышала современную [17, 53, 55] и диапироподобных систем тепловой конвекции [10].

Высокое положение астеносферы и постоянно действовавшие в сторону выравнивания гравитационные силы, тектоническая неустойчивость, незначительная мощность и реологические свойства первичной коры обусловили ее слабую дифференцированность. Об этом свидетельствует однородный состав архейских первично-осадочных пород и редкая встречаемость среди них грубообломочных образований, в частности конгломератов, которые в значительном количестве появляются позже. Следует подчеркнуть, что при этом лишь самые верхние уровни конгломератовой толщи содержат гальки гранитоидов и то исключительно тоналит-гранодиоритового состава, тогда как в нижних частях преобладают олигомиктовые конгломераты вулканического происхождения [1, 7, 23]. Среди образований нижнего архея отсутствуют дифференцированные осадки и вообще породы, литологические и геохимические особенности которых указывали бы на участие в их формировании сиалических масс, слагавших более древнюю континентальную кору. Нет среди них фаций миогеосинклинального либо континентального типов [10, 41]. Данные по гнейсовым поясам Канадского щита показывают, что древнейшие плагиогранит-диоритовые интрузии раннего архея внедрялись в анортозит-базальтовую кору [21], а средние химические составы самых древних гранитов и гранито-гнейсов свидетельствуют об их образовании за счет более древних основных магматических пород и продуктов их разрушения [33]. «Мы сразу отбросим все гипотезы,— пишет Дж. Гилл,— исходящие из представления о том, что первичная земная кора состояла из гранита или гранодиорита или что большая плита такого состава образовалась с самого начала. Мы поступаем так потому, что внутреннее строение и состав щитов не может быть удовлетворительно объяснен любым механизмом, предложенным для образования континентов из таких материалов» [6, с. 51].

Дополнительным подтверждением этому являются мантийные значения первичного стронциевого отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в древнейших породах Земли, реликты которых известны в Гренландии (кварцево-полевошпатовые гнейсы Амитсок, (метавулканиты и полосчатые железистые кварциты серии Исуа, 3700 ± 140 — 3760 ± 70 млн. лет), в юго-западной Миннесоте (тоналитовые гнейсы Мортон, 3650 ± 65 млн. лет), в восточном Лабрадоре (гнейсы Уйвак, 3610 ± 144 — 3622 ± 72 млн. лет), в Родезии (гранито-гнейсы Машаба, 3600 млн. лет) [19, 22]. Все значения укладываются в интервале 0,700—0,702, т. е. они слишком низки, чтобы допустить происхождение этих образований за счет ремобилизации предшествовавших им по возрасту гранодиоритовых или калиевых пород. Никаких более древних осадочно-метаморфических толщ в названных пунктах не известно. В интрузивных комплексах нижнего архея встречаются только ксенолиты metabазальтов, по составу отвечающих толеитам срединно-океанических хребтов. Столь же низкие (0,702) первичные отношения

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свойственны и метавулканикам (3030—3250 млн. лет) конкско-верховцевской серии [48], что также указывает на глубинный мантийный источник магмы, не контаминированной более древним коровым материалом.

Крупные устойчивые структурные элементы с материковой корой, в какой-то мере сопоставимой с современной, в раннем докембрии, очевидно, не возникали. Формирование сиалических тел в эту эпоху, происшедшее за счет эпизодической необратимой дифференциации верхней мантии, привело к возникновению лишь отдельных глыб тоналит-гранодиоритового состава, которые вряд ли можно рассматривать как ядра роста. Их мощность составляла в среднем около 3 км [32], вследствие чего они были пассивны, легко поддавались деструкции и могли не сохраниться в ходе геологического развития как структурные единицы. Лишь при условии, что мощность материковой коры составит больше 10 км, ее положительная плавучесть превысит отрицательную, и она будет довольно прочной, чтобы оказывать сопротивление силам растяжения и деструкции [18] и сможет контролировать расположение зон поглощения литосферы и накопления вулканогенно-осадочного материала, необходимого для дальнейшего формирования гранитно-метаморфического слоя.

Впервые материка обозначаются значительно позже, примерно 3000—2800 млн. лет назад, на что указывает появление комплексов древнейших платформенных отложений, например система Витватерсранд (Южная Африка). Залагающие в ее основании риолиты серии Доминион-Риф показывают возрастную датировку по изотопам свинца 2800 млн. лет [31]. Неметаморфизованные толщи сложены мелководными морскими или континентальными осадочными породами, обычно хорошо отсортированными обломочными или хемогенными разностями. Лавы и магматические интрузии по своему характеру являются типичными для обстановки стабильной коры, мощность которой в этот период составляла порядка 25 км [52]. Около 3000 млн. лет назад впервые появляются ранние алевролитовые пропластки в зеленокаменных толщах Приднепровья [41].

Таким образом, вырисовывается одна из важнейших специфических черт строения земной коры в начальный геологический этап ее развития — отсутствие крупных континентальных масс, а заодно и отсутствие обстановок переходных зон от океана к континенту, т. е. основных мест локализации геосинклинального процесса в актуалистических моделях. Возникает вопрос: какие геодинамические обстановки могли быть ответственны за формирование гранитно-метаморфического слоя в условиях архейского времени?

Выше отмечалось, что формационные ряды архейских толщ очень сходны с формационными рядами фанерозойских эвгеосинклинальных зон. Последние, как признает сейчас большинство исследователей, всегда возникали на фундаменте океанической коры и палеогеографически и тектонически представляли собой части Мирового океана, окаймляясь массивами с корой континентального типа. Однако отсутствие подобных выступов сиалического основания в раннем докембрии позволяет думать, что эвгеосинклинальные зоны в этот период зарождались во внутриокеанической обстановке, а наличие двух типов разреза свидетельствует о том, что накопление исходных толщ украинского архея происходило в локальных изометрических бассейнах, которые характеризовались различным тектоническим режимом. Формирование бассейнов может быть представлено следующим образом.

Известно, что в основе концепции мобилизма лежит представление о существовании мантийной конвекции вещества Земли как наиболее эффективного механизма тепломассопереноса, рассматриваемого в качестве главного геодинамического фактора эволюции коры. Помимо модели конвективных течений выдвигается концепция о мантийных струях и их проекции на земную поверхность — горячих точек. Ряд исследователей склоняется к тому, что в природе существуют два упомянутых процесса, однако их роль в течение геологического времени варьировала и для раннего докембрия, из-за конвективной нестабильности в более мощ-

ной астеносфере при менее мощной литосфере преобладающим процессом была тектоника «горячих точек» [53, 54]. Мантийные струи, поднимавшиеся из нижней мантии и выносившие тепловую энергию в верхние оболочки Земли, проявлялись в рельефе сначала в виде крупных вздутий, соответствовавших подъему глубинного материала к поверхности, а затем обуславливали утонение коры, образование локальных зон растяжения и горизонтальную миграцию тонких плит архейской литосферы. Зоны раздвига располагались на месте современных Верховцевской и Сурской структур. Именно здесь развиты максимальные мощности пород спилито-диабазовой формации с метабазами, по петрохимическим характеристикам отвечающие толетам срединно-океанических хребтов [39], а также ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации, которые могут рассматриваться как древнейшие отторженцы верхней мантии, маркирующие основные нарушения сплошности архейской океанической коры. Здесь же мощность коры редуцирована до 30 км [36] и наблюдается обращенная по отношению к фундаменту и границе Конрада форма рельефа поверхности Мохоровичича, которая образует валообразное поднятие относительно смежных областей. Формирование бассейна сочетало интенсивную магматическую деятельность, поступление ультрамафических расплавов и седиментацию, эволюция которой на первых этапах была полностью связана и подчинена процессам вулканизма. В дальнейшем, на некоторой далеко зашедшей стадии растяжения на противоположных флангах бассейна начались процессы поддвига литосферы с падением зон поглощения в Побужье — на запад, а в Приазовье — на восток.

Изолированная мантийная струя образовывала лишь изолированный локальный бассейн, морфология которого остается пока неясной. Вместе с тем несомненно, что рифтогенез в раннем докембрии не приводил к образованию структур, соизмеримых с современными океанами [8], и то, что подобные структуры были далеки и от троговых форм. Детальное изучение подобных бассейнов в Канаде [10] показало, что на современной поверхности они имеют грубо эллиптическую форму, которая, однако, отражает почти четырехкратное уменьшение их горизонтальных размеров.

Совершенно иной тип бассейна характеризуют разрезы днестровско-бугской и западноприазовской серий, доминирующая осадочная компонента которых указывает на то, что осадконакопление в них происходило в относительно спокойных тектонических условиях на породах базальтового слоя океанического типа (габбро, габбро-амфиболитах). По морфологии дна и отчасти режиму седиментации эти бассейны могли отдаленно напоминать современные окраинные моря, которые являются обычной чертой режима тектоники плит. Их образование связывается [14] с растяжением и утонением коры, вызванным термальным мантийным диапиром, источником которого служит верхняя поверхность подвигающейся литосферы. Поскольку в пределах рассматриваемого региона в архее также предполагается субдукция, можно допустить, что образование бассейнов таким путем в Побужье и Приазовье было не менее вероятным. Однако это вовсе не означает, что в это время установился режим тектоники плит, характерный для позднего фанерозоя. Наоборот, исходя из концепции направленного и необратимого характера геологической эволюции Земли и вытекающих из них определенных черт специфики раннедокембрийского развития, представляется очевидным, что архейская тектоника плит была в какой-то мере своеобразной.

С позиций модели окраинного бассейна получают более удовлетворительное объяснение некоторые особенности геологии региона, в частности неоднородный характер метаморфизма. Выше отмечалось, что в составе архейских серий часть пород относится к амфиболитовой и зеленосланцевой фациям, а часть — к гранулитовой. Такое соседство областей развития метаморфизма низкой и высокой ступеней в ряде случаев объясняется различной глубиной эрозионного среза. Например, по некоторым оценкам глубинность обнаженных сейчас гранулитовых пород отвечает

35—40 км, а для Побужья предполагается даже возможность дальнейшего воздымания и соответственно эрозии [20]. Если учесть, что раздел Мохоровичича находится в настоящее время на глубине 40—45 км, то во время образования гранулитов в Побужье и Западном Приазовье этот раздел должен был залегать на глубине 75—80 км. Однако такое предположение о первоначальной 80-километровой мощности архейской коры мало приемлемо и вызывает возражения.

Прежде всего прямым следствием глубокого среза архейских блоков должно было быть накопление огромной массы терригенного материала. Но это «...приходит в противоречие с тем, что нигде в пределах этих полей или рядом с ними не удастся найти мощные накопления продуктов сноса, неизбежные в случае глубокой денудации. Приходится предполагать, что глубина вскрытия не превышает здесь первых километров» [47, с. 9]. Во-вторых, столь значительный подъем блоков должен был бы отразиться на смещении поверхности Мохоровичича, чего в действительности нет. Наоборот, наблюдается обратная картина: в Побужье и Приазовье, где обнажаются гранулитовые породы, глубина до границы Мохоровичича составляет 40—45 км, тогда как в Среднем Приднпровье, где на поверхность выходят породы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, она не превышает 30—35 км.

Как теперь выясняется [3, 49, 52, 60], геологическая история докембрийских щитов после их стабилизации была достаточно простой: в их пределах не происходило крупных тектонических движений и деформаций коры, они были относительно инертны и не испытали крупных вертикальных движений в позднем докембрии и фанерозое, а мощность их земной коры, которая установилась в раннем протерозое, оставалась примерно постоянной. Такой вывод согласуется с новейшими геофизическими данными [51]. Они указывают на глубокую дифференциацию мантии под кратонами, в особенности щитами, выражающуюся в существовании мощных, до 200—250 км, «корней» континентов, что вряд ли могло способствовать длительным вертикальным движениям мелких блоков и скорее подкрепляет представления о консервативности раздела М.

Как считает Д. Уотсон [60], резкие различия в степени метаморфизма были обусловлены процессами, предшествовавшими стабилизации. Высокий геотермический градиент (60—100°С), приподнятое положение астеносферы и соответственно близкое (15—30 км) расположение к поверхности изотерм плавления способствовали тому, что влияние теплового потока на вулканогенно-осадочные толщи проявлялось в архее на более высоких уровнях, чем в более позднее время, и не требовало больших глубин погружения. Между тем неоднородный характер метаморфизма указывает на то, что *PT*-условия, необходимые для формирования пород гранулитовой фации, реализовались лишь на отдельных участках. Такими участками в данном случае могли быть бассейны второго типа. Именно здесь в результате сочетания теплопроводности с термическим воздействием поднимающегося мантийного диапира и восходящих гидротермальных растворов над зоной субдукции, глубина которой со временем возрастала, и генерировался интенсивный тепловой поток, способствовавший метаморфизму в условиях гранулитовой фации в близповерхностных зонах. Дополнительные давления возникали за счет тангенциального сжатия, которое совместно с тектоническим скручиванием, региональным метаморфизмом, высокотемпературной плагногранитизацией и интрузивным магматизмом изменили состав и структуру архейских вулканогенно-осадочных толщ.

Ныне становится все более очевидным, что аллохтонная структура докембрийской коры является основной чертой тектоники глубокого докембрия и свойственна всем без исключения фундаментам древних платформ [26]. Как показало изучение тектоники основания Восточно-Европейской платформы [25], структурообразование в раннем докембрии, так же как и формирование покровных структур каледонид, герцинид и альпид, протекало в условиях, способствовавших появлению на поверхности глубинных пород. При этом ведущую роль играли деформации, связан-

ные с горизонтальным сжатием, в процессе которого породы (в данном случае отложения бассейна) были смяты в изоклинальные складки, трансформировавшиеся затем в крутые надвиги, уходящие в глубинные зоны земной коры и верхней мантии. Например, на Кольском полуострове и в Северной Карелии по результатам ГСЗ выделяются поверхности перемещений, одни из которых выколаживаются на глубинах до 10—15 км, а другие прослеживаются до глубин 40—50 км [30]. В результате движений такого рода породы выжимались на более высокие уровни и, сжатые в надвигах, формировали зоны со сложной внутренней структурой.

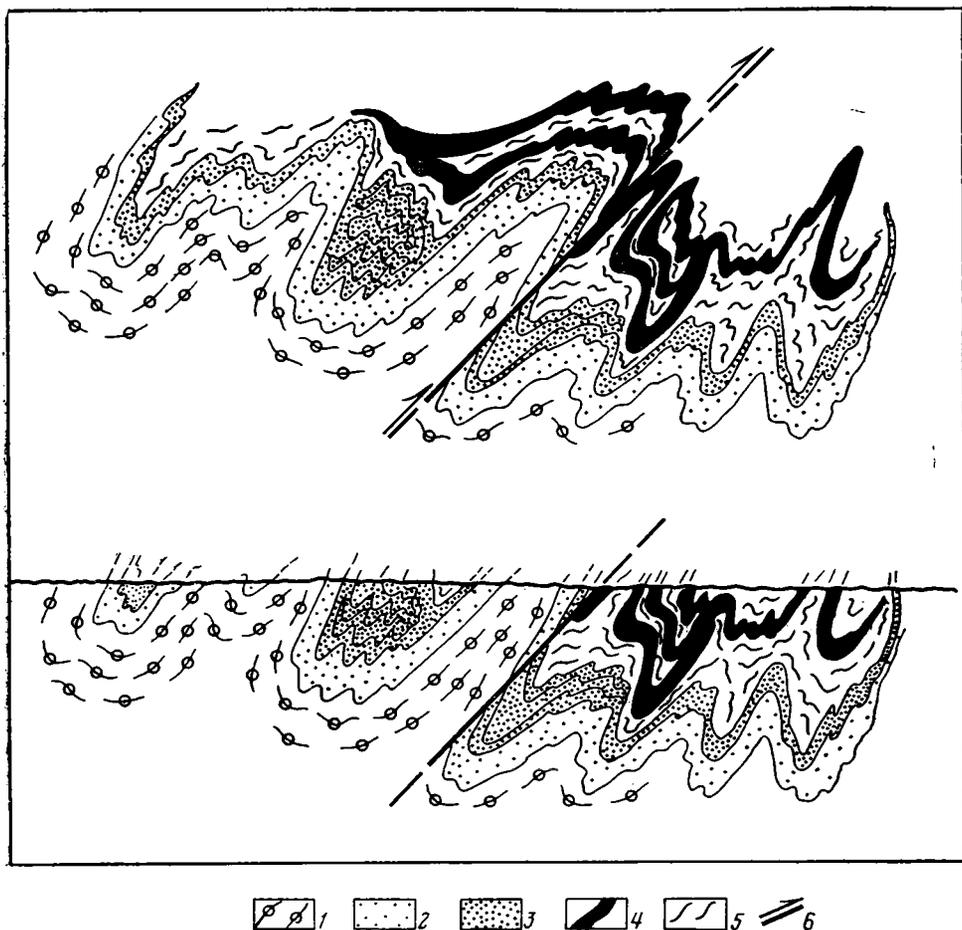


Рис. 5. Принципиальная схема образования выходов архейских гранулитовых комплексов на поверхности

1—3 — метаморфические породы гранулитовой фации; 4, 5 — метаморфические породы низких ступеней; 6 — дизъюнктивные нарушения и направление смещения по ним

Как видно из рис. 5, в подобных зонах для вывода на поверхность глубинных образований не требуется многокилометровых вертикальных движений блоков, а достаточно лишь эрозионного среза, не превышавшего первых километров. К сказанному следует добавить, что породы гранулитовой фации Украинского щита попадают в число древнейших (2500—2800 млн. лет) гранулитовых образований докембрийских щитов мира [2, 58] и на схеме додрифтового единства континентальных масс все они группируются в один пояс [56], который протягивается через Европу, западную часть Северной и Южной Америки, далее через Африку, в Индию, Австралию и Антарктиду (рис. 6). Это позволяет поставить формирование гранулитовых комплексов в Побужье и Западном Приазовье

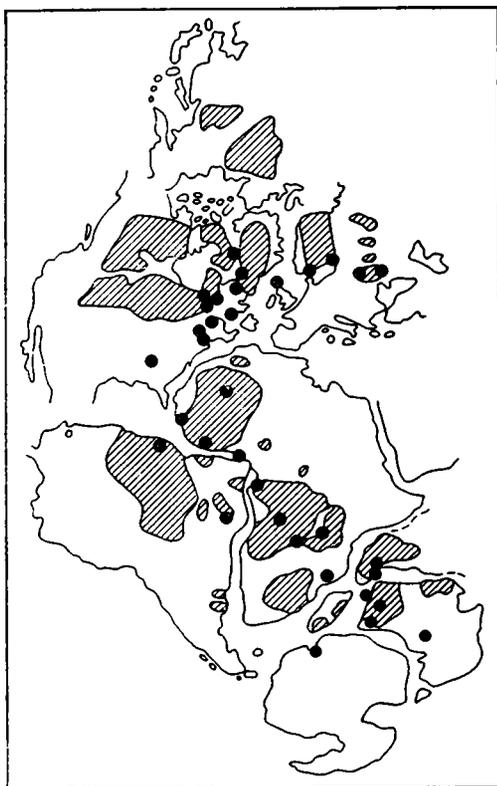


Рис. 6. Глобальное распространение метаморфических пород гранулитовой фации (темные кружочки) в реконструкции Пангеи [56, с дополнениями]. Заштрихованы участки, возраст пород в которых больше 1700 млн. лет

в зависимости не только, а возможно, и не столько от глубинных процессов, происходивших в самом регионе, сколько от глобальной динамики литосферы.

В итоге к интервалу времени 2710—2650 млн. лет (возраст аплит-пегматоидных гранитов днепровского и звенигородского комплексов) в Среднем Приднепровье, Побужье и Западном Приазовье сформировались первые гранито-метаморфические массивы. Эта промежуточная консолидация знаменовала переход к развитию континентальной коры на всем пространстве юга Восточно-Европейской платформы, кратонизация которой завершилась карельской складчатостью.

Итак, несмотря на некоторую специфику отдельных сторон тектонических условий в раннем докембрии, из анализа формационных и структурных особенностей архейских комплексов и последовательности их развития на первый план выступает не столько повторение периодов погружений, поднятий и складчатости и не столько то, обладает или нет данный

участок земной коры одним или несколькими признаками «истинной» геосинклинали в классическом понимании термина, сколько стадийность и направленность геологического развития, аналогичные океанической и переходной стадиям складчатых областей фанерозоя. Эта направленность выразилась в особенностях вулканизма, осадконакопления, тектонических деформаций, регионального метаморфизма и гранитизации, характеризующих разные стороны единого эволюционного процесса вещественного и структурного преобразования пород мантии, базальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки в гранитно-метаморфический слой, а его, в период глобальных эпох активизации тектонических движений,— в континентальную кору, что в свете современных представлений [29] и составляет сущность геосинклинали процесса.

Развитие Земли происходит под влиянием процессов, уменьшающих ее потенциальную энергию и направление эволюции, в конечном итоге определяется взаимодействием возникающего продукта со внешней средой. При этом природа, по словам М. Планка, предпочитает более вероятные состояния менее вероятным и осуществляет только переходы, направленные в сторону большей вероятности. В результате формируется продукт «наиболее устойчивый», «наиболее приспособленный» к существованию в тех условиях, которыми вызвано его образование. Таким продуктом «большей вероятности» в геологической истории развития Земли является не та или иная структура или «призмы вулканогенно-осадочных пород», не складчатый фундамент древних или молодых платформ, а континентальная кора, объемы которой непрерывно возникают, но уже никогда не исчезают. Поэтому принципиально новый генетический подход к сущности геосинклинали процесса как механизма формиро-

вания континентальной коры, являющейся «...естественным и неизбежным следствием развития земного вещества, ход которого был predetermined еще в космическую предысторию Земли» [5, с. 26], вскрывает ту общую закономерность, которой подчиняется развитие литосферы от раннего докембрия до кайнозоя включительно.

На этом фоне отдельные черты специфики раннедокембрийского развития, взятые в отдельности, не определяют главного — общего хода развития, направленного и необратимого, а представляют собой лишь различные стороны одного и того же непрерывно-прерывистого процесса наращивания «континентальности» литосферы. Поэтому вряд ли оправдано содержание такого сложного и многообразного геологического явления, как тектонический режим, раскрывать понятием, характеризующим какую-то одну черту раннедокембрийского развития. Сказанное позволяет считать, что архей не был какой-то особой, специфической эпохой в истории Земли, а одним из этапов в ее эволюционно усложняющемся геодинамическом развитии, ее начальным этапом возникновения и формирования сиалической оболочки, наращивание которой в фанерозое представляет собой, вероятно, лишь дальнейшую промежуточную стадию в необратимом ходе истории нашей планеты.

Литература

1. *Барагар В. Р. А., Мак-Глин Д. К.* Раннеархейский фундамент на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 153—177.
2. *Бибикина Е. В., Лесная И. М., Грачева Т. В., Кирилова Т. И., Макаров В. А.* Изотопный возраст андербитов Побужья.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 1, с. 159—162.
3. *Булин Н. К.* Морфология поверхности Мохо в пределах территории СССР.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 3, с. 710—713.
4. *Васильев Ю. Р.* Проблема ультраосновных расплавов.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 19—26.
5. *Васильковский Н. П.* К проблеме развития земной коры.— В кн.: Деформация пород и тектоника. МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пробл. 4. М.: Наука, 1964, с. 22—33.
6. *Гилл Дж. Э.* Происхождение континентов.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 48—55.
7. *Гликсон А.* Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
8. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или основные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
9. *Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
10. *Гудвин А. М.* Архейский вулканизм на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 139—153.
11. *Дзоцендзе Г. С.* Генетические типы продуктов эксплозивного вулканизма в докембрии и характер их изменения.— В кн.: Корреляция докембрия. Т. I. М.: Наука, 1977, с. 298—307.
12. *Доброхотов М. Н. К.* вопросу стратиграфии докембрия западной части Украинского щита.— В кн.: Проблемы геологического строения, петрологии и металлогении кристаллического фундамента Белоруссии и смежных регионов. Минск: Наука и техника, 1978, с. 95—103.
13. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции.— Киев: Наукова думка, 1965, с. 190.
14. *Кариб Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 266—288.
15. *Крестин Е. М.* Коматиты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива.— Сов. геология, 1980, № 9, с. 84—97.
16. *Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М.* Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Изд-во объед. Вища школа, 1975, с. 239.
17. *Ламберт Р. Ст. Дж.* Архейские тепловые режимы, температура коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 367—379.
18. *Ле Пижон К., Франшто Ж., Бонин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977, с. 288.
19. *Майерс Дж. С.* Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 176—188.
20. *Маракушев А. А.* Значение метаморфизма в формировании континентальной земной коры.— В кн.: Докембрий, МГК, XXVI сессия. М.: Наука, 1980, с. 39—45.
21. *Марков М. С., Щербак Н. П.* Архей южной части Канадского щита.— Геотектоника, 1979, № 3, с. 126—127.
22. *Мурбат С.* Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 356—366.

23. *Накви С. М.* Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии дхарварских образований.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 295—305.
24. *Наливкина Э. Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977, с. 183.
25. *Новикова А. С.* Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1971, с. 84.
26. *Новикова А. С.* Тектоника фундамента древних платформ.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 7—28.
27. *Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
28. *Павловский Е. В.* Земная кора континентов, ее становление и развитие.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 3—13.
29. *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.* Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
30. *Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР.* М.: Наука, 1977, с. 144.
31. *Рид Г., Уотсон Дж.* История Земли. Ранние стадии истории Земли. Л.: Недра, 1981, с. 240.
32. *Рингвуд А. Е.* Состав и происхождение Земли. М.: Недра, 1981, с. 112.
33. *Ронов А. Б., Лобач-Жученко С. Б., Мигдисов А. А.* Региональный метаморфизм и проблемы эволюции химического состава осадочных пород.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Недра, 1977, с. 84—109.
34. *Свиридов В. В.* К вопросу о петрохимии ультрабазитов Украинского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 25—32.
35. *Сидоренко А. В.* Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия.— В кн.: Корреляция докембрия. Т. 1. М.: Наука, 1977, с. 9—25.
36. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Трипольский А. А., Гонтовая Л. И.* Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований: Киев: Наукова думка, 1977, с. 42—52.
37. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А., Бабинец В. А.* Результаты исследования глубинного строения Украинского щита.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978, с. 136—147.
38. Стратиграфия УРСР. Т. 1. Докембрий. Київ: Наукова думка, 1972, с. 347.
39. *Ступка О. С.* Основные этапы становления континентальной земной коры и структура южного края Восточно-Европейской платформы в дорифейское время.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 3—17.
40. *Танатар-Бараш З. И., Дудник М. Ф.* Амфиболовые породы фибробластовой структуры (Среднее Приднепровье).— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины. Вып. 7. Днепропетровск, 1975, с. 34—39.
41. *Тугаринов А. И.* Эволюция рудообразования в истории Земли.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 5, с. 57—66.
42. *Тугаринов А. И., Библикова Э. В.* Эволюция химического состава земной коры.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1151—1159.
43. *Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита.* Киев: Наукова думка, 1979, с. 411.
44. *Усенко И. С.* Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Киев: Изд-во АН УССР, 1958, вып. 5, с. 144.
45. *Усенко И. С., Фомин А. Б., Каневский А. Я., Кравченко Г. Л.* Ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации Украинского щита.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. II. М.: Недра, 1976, с. 115—119.
46. *Уззерил Дж.* Начальный этап эволюции континентов.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 11—24.
47. *Шейнманн Ю. М.* Развитие земной коры и деформация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 5—32.
48. *Шербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Луговая И. П.* Изотопная геология Украины. Киев: Наукова думка, 1981, с. 248.
49. *Armstrong R. L.* A model for the evolution of strontium and isotopes in a dynamic earth.— Rev. Geophys., 1968, v. 6, p. 175—199.
50. *Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R.* Komatiitic and ironrich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario.— J. Petrol., 1977, v. 18, № 2, p. 319—369.
51. *Chapman D. S., Pollack H. N.* Regional geotherms and lithospheric thickness.— Geology, 1977, v. 5, p. 265—268.
52. *Condi K. C.* Plate tectonics and crystal evolution. N. Y.: Pergamon Press, 1976, p. 288.
53. *Fyfe W. S.* The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics?— Chem. Geol., 1978, v. 23, № 2, p. 89—114.
54. *Fyfe W. S.* Crustal evolution and metamorphic petrology.— Pap. Geol. Surv. Can., 1978, № 78—10, p. 1—3.

55. *Glikson A. Y.* Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, № 11, p. 3323—3344.
56. *Hurley P. M., Rand J. R.* Pre-drift continental nuclei.— *Science*, 1969, v. 164, № 3885, p. 1229—1242.
57. *Naldrett A. J., Turner A. R.* The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization of Yakabindie, Western Australia.— *Precam. Res.*, 1977, v. 5, № 1, p. 43—103.
58. *Oliver R. L.* Some observations on the distribution and nature of granulite facies terrains.— *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 1969, v. 2, p. 259—268.
59. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and proposed new class of igneous rock.— In: Upper mantle project. *Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ.*, 1969, № 2, p. 55—85.
60. *Watson J. V.* Vertical movements in proterozoic structural provinces.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1976, A280, № 1298, p. 629—640.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР
г. Львов

Поступила в редакцию
8.IX.1982



УДК 551.24.035

ПАРФЕНОВ В. Д.

К МЕТОДИКЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Предлагается методика кинематического тектонофизического анализа реконструкции напряженного состояния в горных породах как на макро-скопическом, так и микроскопическом уровнях исследования, основанная на одних и тех же принципах — анализе распределения в пространстве направлений и знаков перемещений по сколам, двойникам и т. д. Для каждого элемента строятся квазиглавные оси нормальных напряжений $\sigma'_{1, 2, 3}$ среднестатистическое положение которых соответствует ориентировке главных нормальных напряжений $\sigma_{1, 2, 3}$.

Предлагается методика восстановления ориентировки нормальных напряжений для деформированных сульфатов: барита, ангидрита, гипса.

Приводятся примеры реконструкции тектонических полей напряжений.

Как известно, изучение геологических структур, включая структуры рудных полей и месторождений, имеет принципиальное значение для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. В настоящее время в связи с практическим использованием все более бедных и глубоко залегающих руд возникает необходимость более тщательного изучения строения месторождений и в особенности их глубоких частей. Важное значение приобретают вопросы реконструкции механизма образования структур месторождений. Необходимо понять, какое место в общей структуре региона занимает структура месторождения и какую роль в последней играет тот или иной интересующий нас структурный элемент: тектонический блок, разлом и т. д.?

Использование для этих целей традиционных приемов структурного анализа, сводившихся к изучению морфологии, пространственной ориентировки, частоты и генераций разрывов (жил) и трещиноватости оказывается недостаточным, ибо такой существенно морфологический подход не позволяет кинематически и генетически связать эти разрывные элементы в единую систему, обусловленную одним (или несколькими) механизмом деформации. Для решения этой проблемы помимо геологического изучения необходима постановка специальных тектонофизических исследований, предусматривающих: 1) реконструкцию полей напряжений для различных периодов тектонической активизации; 2) анализ кинематики и деформаций отдельных блоков в условиях регионального тектонического поля напряжений, т. е. выяснение взаимоотношений между региональным и локальным полями напряжений; 3) исследование частоты различного рода деформационных элементов, позволяющее проводить количественные расчеты деформаций и напряжений. На основе полученных результатов может быть проведено теоретическое [11] и экспериментальное (в первую очередь фотомеханическое) моделирование для понимания неясных сторон кинематики и динамики деформационного процесса и выявления закономерностей изменения напряженного состояния во времени и пространстве. Механизм проведения моделирования должен соответствовать механизму природной деформации. Постановка эксперимента требует знания условий нагружения модели (краевых условий), сведения о которых могут быть получены только из полевых геологических и тектонофизических исследований и в первую очередь путем реконструкции природных тектонических полей напряжений. Учет этого требования имеет первостепенное значение, когда моделирование привлекается для решения конкретных практических задач.

В основе тектонофизического анализа лежат известные из механики и эмпирически проверенные геометрические взаимоотношения между

тектоническими напряжениями, разрывами и направлениями перемещений по ним, а именно: средняя ось главных нормальных напряжений σ_2 совпадает с линией пересечения сопряженных сколов; ось минимальных главных нормальных напряжений σ_3 является биссектрисой угла, образованного сходящимися векторами смещений по ним, а ось максимальных нормальных напряжений σ_1 — биссектрисой угла между расходящимися векторами смещений при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; плоскость $\sigma_2\sigma_3$ совпадает с трещинами отрыва.

Полевые и лабораторные наблюдения показывают, что вышеописанные взаимоотношения между главными напряжениями и разрывами в горных породах в принципе сохраняются на любом уровне, вплоть до микроскопического, независимо от литологии и скорости деформации, которые влияют на частоту проявления сколов, величину угла между сопряженными трещинами, амплитуды перемещения и некоторые другие характеристики.

При деформации кристаллов минералов, в которых помимо тектонических трещин образуются двойники и пластинки излома, независимо от ориентировки главных нормальных напряжений двойники образуются по определенным (одному или нескольким) кристаллографическим плоскостям и характеризуются постоянными направлениями и знаками смещений. Следует однако отметить, что эти элементы (при достижении предела прочности на скальвание на их поверхности) образуются не во всех кристаллах, а только в тех, которые ориентированы благоприятно относительно действующей нагрузки [5], что при большом количестве двойников позволяет достаточно надежно определять ориентировку главных напряжений.

Изучение палеонапряженного состояния в горных породах может проводиться как с помощью макроскопических, так и микроскопических геологических методов, общей особенностью которых является то, что они, во-первых, являясь геометрическими, во-вторых, статистическими и, в-третьих, кинематическими, поскольку с их помощью анализируется распределение в пространстве направлений и знаков смещений по сколам, двойникам и т. д. Таким образом, в основу всех этих методов положены одни и те же принципы, что позволяет сравнивать результаты разномасштабных измерений, нередко оказывающихся сходными. Это, с одной стороны, указывает на то, что общая картина полей напряжений на каждом уровне исследования отражает действие одних и тех же природных сил. С другой стороны, в деталях могут обнаруживаться и заметные различия в ней, обусловленные проявлением локальных неоднородностей и связанных с ними вариаций в ориентировке напряжений.

Наиболее известным методом реконструкции ориентировки осей главных нормальных напряжений является метод М. В. Гзовского [2], основанный на использовании главных сопряженных сколов. Однако в природных условиях выделить их из большого количества разновременных систем трещин часто бывает затруднительно. Эти трудности удается избежать с помощью кинематического метода анализа направлений и знаков смещений, разработанного Ф. Д. Тернером [20] для реконструкции напряженного состояния в горных породах на микроуровне. Впоследствии принцип методики Тернера был использован геологами [3, 9] для определения ориентировки осей главных нормальных напряжений с помощью сколов, сопровождающихся бороздами скольжения.

В методе О. И. Гушенко, удачно использованном применительно к сейсмологии, оси $\sigma_{1,2,3}$ определяются как линии пересечений плоскостей симметрии картины распределения направлений (борозд скольжений) и знаков смещений по сколовым трещинам, поскольку эти плоскости совпадают с плоскостями главных нормальных напряжений. Ориентировка осей $\sigma_{1,2,3}$ определяется надежно при большом количестве измерений борозд скольжений, ориентированных в широком диапазоне азимутов и углов склонений, и уверенности принадлежности их к одному полю напряжений.

Предложенный нами кинематический метод квазиглавных (частных) напряжений [9] по существу близок к методу Ф. Д. Тернера. Сущность его состоит в том, что для каждого наблюдаемого в обнажении скола по замеренным элементам залегания, ориентировке борозды скольжения и известном знаке смещения строятся квазиглавные оси нормальных напряжений $\sigma'_{1,2,3}$ как для скола, условно совпадающего с площадкой действия максимальных касательных напряжений, ориентированной относительно осей σ_3 и σ_1 под углом 45° .

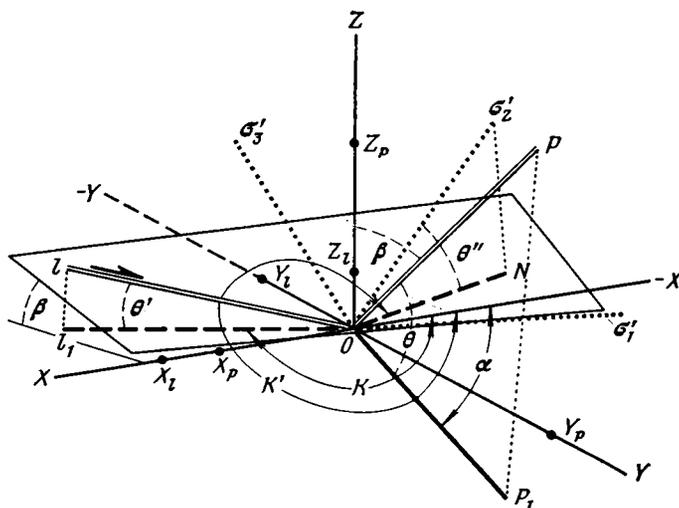


Рис. 1. Определение координат квазиглавных нормальных напряжений в прямоугольной системе координат

P — полюс скола; l — направление борозды скольжения, стрелкой показано смещение висячего крыла; P_1 — проекция P на плоскость XY ; N — проекция оси σ'_2 ; l_1 — проекция l ; α и β — азимут и угол падения скола; θ' , θ'' , β — углы в вертикальных плоскостях; α , K , K' — углы в горизонтальных плоскостях

Координаты осей σ'_1 и σ'_3 могут быть рассчитаны аналитически или определены графически на кальке с помощью сетки Вульфа. Аналитический расчет целесообразен при большом количестве замеров и использовании ЭВМ. Исходными данными для расчета координат осей квазиглавных и главных нормальных напряжений являются замеренные в обнажениях азимуты (α) и углы падений (β) сколов, азимуты (K) и углы склонений (θ') борозд скольжений, а также знаки смещений по сколам. За положительное принимается смещение по ходу часовой стрелки. Непосредственно на обнажении могут быть замерены и угловые координаты оси σ'_2 , поскольку она расположена в плоскости скола нормально к борозде скольжения l .

Порядок расчета.

Определяем координаты полюса скола P^1 и борозды скольжения l . Пусть в системе прямоугольных координат ось — X которых ориентирована на север, P и l есть единичные векторы (рис. 1). Из прямоугольных треугольников OPZ_p , OP_1X_p , OP_1Y_p , используя формулы приведения, определяем координаты P , а из треугольников O_lZ_p , O_lX_l , O_lY_l — координаты l по формулам:

$$\begin{aligned} X_p &= -\cos \alpha \cdot \sin \beta; & Y_p &= \sin \alpha \cdot \sin \beta; & Z_p &= \cos \beta; \\ X_l &= -\cos \theta' \cdot \cos K; & Y_l &= -\cos \theta' \cdot \sin K; & Z_l &= \sin \theta'. \end{aligned}$$

Координаты осей σ'_3 и σ'_1 определяются как полусуммы соответствующих координат P и l :

¹ Для единичных векторов P и l их координаты соответствуют направляющим косинусам.

$$X_{\sigma_3}' = -\frac{\cos \alpha \cdot \sin \beta + \cos \theta' \cos K}{2}; \quad X_{\sigma_2}' = \cos \theta' \cdot \cos K';$$

$$Y_{\sigma_3}' = \frac{\sin \alpha \cdot \sin \beta - \cos \theta' \cdot \sin K}{2}; \quad Y_{\sigma_2}' = -\cos \theta' \cdot \sin K';$$

$$Z_{\sigma_3}' = \frac{\cos \beta + \sin \theta'}{2}; \quad Z_{\sigma_2}' = \sin \theta''.$$

$$Y_{\sigma_1}' = \frac{\sin \alpha \cdot \sin \beta + \cos \theta' \cdot \sin K}{2};$$

$$X_{\sigma_1}' = \frac{\cos \theta' \cos K - \cos \alpha \cdot \sin \beta}{2};$$

$$Z_{\sigma_1}' = \frac{\cos \beta - \sin \theta'}{2}.$$

Координаты главных осей $\sigma_{1,2,3}$ определяются как среднестатистические координаты соответствующих частных осей $\sigma_{1,2,3}^{I,II,\dots,n}$:

$$\bar{X}_{\sigma_1} = \frac{\Sigma(X_1 + \dots + X_n)}{n}; \quad \bar{Y}_{\sigma_1} = \frac{\Sigma(Y_1 + \dots + Y_n)}{n}; \quad \bar{Z}_{\sigma_1} = \frac{\Sigma(Z_1 + \dots + Z_n)}{n}.$$

Подобным же образом определяются координаты для главных осей σ_2 и σ_3 .

Графический метод построения.

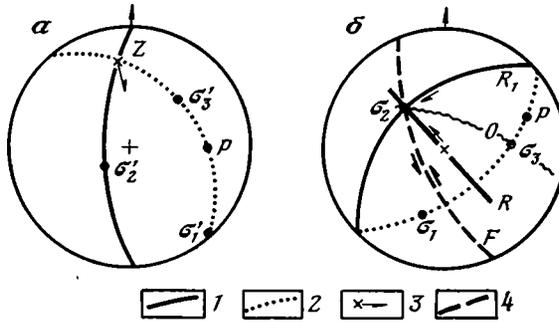


Рис. 2. Реконструкция осей нормальных напряжений в горных породах с помощью геологических методов: а — кинематического метода квазиглавных напряжений; б — метода оперяющих разрывных смещений (жил); 1 — проекция скола на сетке Вульфа; 2 — плоскость главных $\sigma_1 \sigma_3$ и квазиглавных $\sigma_1' \sigma_3'$ напряжений; 3 — проекция борозды скольжения l и направление смещения висячего крыла; 4 — плоскость скола I порядка

1. На кальку с помощью равноугольной сетки Вульфа наносится борозда скольжения скола l , от которой стрелкой показывается направление смещения одного из крыльев зоны разлома (рис. 2, а). Одновременно наносится полюс скола P и строится ось σ_2' как нормаль к l в плоскости скола.

2. Совместив σ_2' с экватором сетки, в плоскости IP строим оси σ_1' и σ_3' как биссектрисы углов IP . При этом для правильного наименования частных осей напряжений учитывается знак смещения (ось σ_3' располагается в остром углу относительно вектора смещения).

3. Оси главных нормальных напряжений $\sigma_{1,2,3}$ строятся как среднестатистические соответствующих осей $\sigma_{1,2,3}^{I,II,\dots,n}$. Для более точного определения положения их следует стремиться использовать сколы, характеризующиеся противоположными знаками смещений, например правые и левые сдвиги или взбросы (сбросы), падающие в противоположные стороны.

Таким образом, предлагаемый метод является простым и нетрудоемким. Достоинство его в возможности выявлять оси напряжений, относя-

щиеся к двум-трем полям напряжений, что весьма трудно достоверно сделать другими методами.

Построенные для каждой геологической точки наблюдения оси $\sigma_{1,2,3}$ затем проектируются на геологические карты, погоризонтные планы и разрезы. Одноименные оси соединяются друг с другом, образуя траектории. Анализируя положение траекторий относительно заданных разломов и блоков, можно определить ориентировку и знак смещения по ним для различных этапов деформации. Для этого на кальку с помощью сетки Вульфа наносится рассматриваемый разлом и оси нормальных напряжений вблизи него, реконструированные по трещиноватости. Направление смещения по разлому определяется как линия пересечения его с плоскостью, проходящей через полюс к нему и направление главного смещения (биссектриса угла $\sigma_1\sigma_3$) в плоскости $\sigma_1\sigma_3$. Знак смещения определяется, исходя из пространственного положения осей σ_1 и σ_3 , согласно рассмотренному выше (с. 3) правилу. Перпендикулярно к направлению смещения в плоскости разлома строится линия вращения, которая должна совпадать (или располагаться под небольшим углом) с шарнирными линиями приразломных складок волочения. Реконструированные таким способом направление и знак смещения по региональному Ионахшскому разлому (см. рис. 4) свидетельствуют о существенно взбросовом (с небольшой левосторонней горизонтальной компонентой смещения) характере смещений по нему, что согласуется с геологическими данными.

Квазиглавная ось напряжений σ_3' для одноосного эллипсоида напряжений по существу представляет собой проекцию главной оси σ_3 на плоскость, перпендикулярную к плоскости Pl и делящую угол Pl пополам. В трехосном эллипсоиде напряжений ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) оси $\sigma'_{1,3}$ представляют собой проекции на такие плоскости линий смещений в круговых сечениях эллипсоида. Биссектриса острого угла ($2V$), образованного нормальными к круговым сечениям, совпадают с осями σ_1 и σ_3 . Величина угла $2V$, характеризующая форму эллипсоида напряжений, позволяет судить о соотношениях между осями главных напряжений. Для сжимающих напряжений:

$$\operatorname{tg} V = \frac{\sigma_1}{\sigma_3} \sqrt{\frac{\sigma_3^2 - \sigma_2^2}{\sigma_2^2 - \sigma_1^2}} \approx \sqrt{\frac{\sigma_3 - \sigma_2}{\sigma_2 - \sigma_1}}^2.$$

Естественно, что в силу вышепринятого допущения положение квазиглавных осей $\sigma'_{1,2,3}$ отдельного скола может значительно отличаться от ориентировки главных осей $\sigma_{1,2,3}$. Теоретически угол между осями σ_3 и σ_3' составляет $\pm 45^\circ$ ².

Однако статистический характер метода (используются разноориентированные сколы с разными знаками смещений) позволяет определять истинное положение осей $\sigma_{1,2,3}$ как среднестатистическое совокупности квазиглавных осей $\sigma'_{1,2,3}$. Это видно из рис. 3, 7 и хорошо подтверждается в экспериментах [8, 20].

Точность определения осей $\sigma_{1,2,3}$ по методу квазиглавных напряжений зависит от положения их на проекции сферы, количества и ориентировки используемых сколов, точности измерения элементов залегания. Она выше для осей напряжений, наклоненных под небольшими углами к горизонтальной плоскости. На рис. 3 видно, что для квазиглавных осей σ_3^{1-5} она определяется сферическим треугольником погрешности ABC, центр которого соответствует наиболее вероятному положению оси σ_3 . Ось σ_3' совпадает с центром круга, ограничивающего область возможных отклонений оси σ_3 от σ_3' . Для повышения точности определения положения осей главных напряжений следует использовать сколы заметно отличающиеся по своему пространственному положению, в том числе характеризующиеся противоположными знаками смещений (например, правые и левые сдвиги), отдавать предпочтение системам трещин, характеризую-

² Формула, аналогичная уравнению Малляра в кристаллооптике.

³ На практике он оказывается значительно меньшим (в среднем порядка $\pm 15-20^\circ$), поскольку прочность на скалывание на площадках, наклоненных к оси σ_3 под значительным углом, обычно не достигается.

щимся наибольшей частотой, как наиболее близко расположенным к площадкам $\tau_{\text{макс}}$.

На практике с учетом этих рекомендаций точность определения положения осей $\sigma_{1,2,3}$ порядка $\pm 5-10^\circ$ обычно достигается при использовании приблизительно 10 сколов.

В качестве критерия для оценки достоверности правильного определения положения осей $\sigma_{1,2,3}$ и в особенности достоверности выделения осей напряжений, соответствующих 2—3 полям напряжений, может быть использован коэффициент S_0 [5], рассчитанный для каждого скола относительно реконструированного положения оси σ_3 : $S_0 = \sin \alpha \cdot \cos \varphi$, где α — угол между σ_3 и сколом, а φ — угол между σ_3 и линией скольжения l . Максимальное значение S_0 равно 0,5. Низкая ($< 0,15-0,2$) величина коэффициента S_0 для системы трещин, характеризующихся высокой частотой и значительным отклонением одной из осей $\sigma'_{1,2,3}$ от положения осей $\sigma_{1,2,3}$ свидетельствует о вероятной принадлежности этой системы сколов к другому полю напряжений.

При значительном количестве квазиглавных осей напряжений и отсутствии отчетливо выраженных максимумов ориентировки их для решения вопроса о ее закономерности целесообразно использовать критерий χ^2 [1].

МЕТОД ОПЕРЯЮЩИХ РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ (ДАЕК, ЖИЛ)

Борозды скольжения наиболее отчетливо выявляются на разрывах и трещинах, обычно соответствующих наиболее молодому альпийскому или новейшему этапам деформации. Однако нередко бывает необходимо определить строение тектонических полей напряжений более ранних деформационных этапов, чтобы выяснить закономерности изменения напряженного состояния в горных породах во времени. Выявление борозд скольжения, соответствующих более ранним этапам деформации, представляет собой известную трудность в связи с тем, что многие из них уничтожаются при смещении в процессе последующих этапов деформации. Легче всего их наблюдать на припаиванных контактах жил и даек. При отсутствии таких осей напряжений в зоне сколов (жил, даек) I порядка могут быть определены по оперяющим их сопряженным сколам (жилам) систем R^4 или R_1 [13, 14, 15] II порядка, а также отрывам O . Для этого на кальку наносятся эти элементы (см. рис. 2, б). Ось σ_2 представляет собой линию их скрещения (обычно σ_2 приходится определять как линию скрещения основного скола F и R). Далее строится плоскость $\sigma_1\sigma_3$, нормальная к σ_2 , и в ней от плоскости F в сторону R под углом 45° наносится ось σ_3 . Ее можно также построить как линию пересечения плоскости $\sigma_3\sigma_1$ с отрывом O . Ось σ_1 строится как перпендикуляр к σ_3 в плоскости $\sigma_1\sigma_3$.

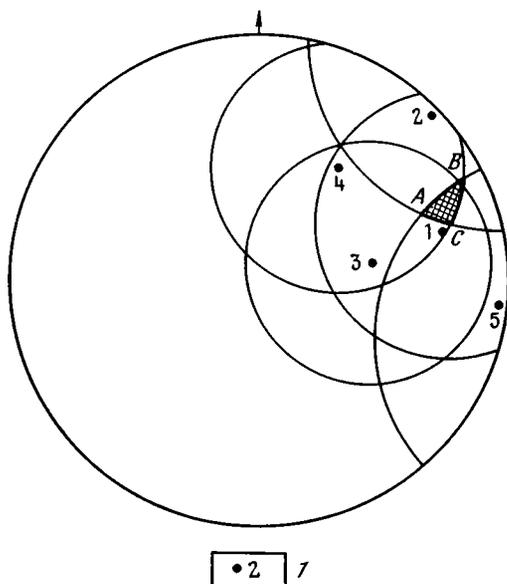


Рис. 3. Определение среднестатистической (главной) оси σ_3 по совокупности квазиглавных осей σ_3^1-5 . Круг на проекции охватывает область возможного положения оси σ_3 относительно отдельной оси σ_3^i . Заштрихована область наиболее вероятного нахождения оси σ_3
1 — квазиглавная ось σ_3^i

⁴ Наиболее развитая система оперяющих сколов II порядка; обычно ориентируется относительно плоскости главного сместителя под углом $10-15^\circ$ и характеризуется одинаковым с ним знаком смещения.

Ниже приводятся примеры реконструкции осей альпийских тектонических полей напряжений, построенных для района строительства Рогунского гидроузла в Южном Таджикистане и Канимансурского рудного поля в Западном Карамазаре.

Скальный массив Рогунского гидроузла представляет собой структурный блок, ограниченный с северо-запада Ионахшским региональным разломом, а на юго-востоке оперяющим его разломом 35. Ионахшский разлом круто падает в ЮВ направлении в целом согласно с падением

слоистости. Он представляет собой взброс с амплитудой вертикального перемещения более 1 км. Разлом 35, являющийся надвигом, падает на ССЗ под углом 50°. Блок сложен толщей чередующихся песчаников и алевролитов с редкими прослоями гипсов и ангидритов раннемелового возраста. Кинематический анализ сколовой трещиноватости позволил реконструировать строение альпийского поля напряжений Рогунского тектонического блока. В целом оно характеризуется взбросовым характером (рис. 4): ось σ_3 ориентирована полого в СЗ направлении приблизительно перпендикулярно к слоистости и Ионахшскому разлому, ось σ_2 образует небольшой угол с простираем Ионахшского разлома и склоняется полого в ЮЗ направлении. Ось σ_1 расположена круто под небольшим углом к линии падения этого разлома. В зоне разлома 35 траектории осей σ_3 резко поворачивают на северо-восток, а осей σ_2 — на северо-запад, что, по-видимому, обусловлено влиянием плоскости разлома 35. Следует также отметить, что внутри Рогунского блока для отдельных тектонических

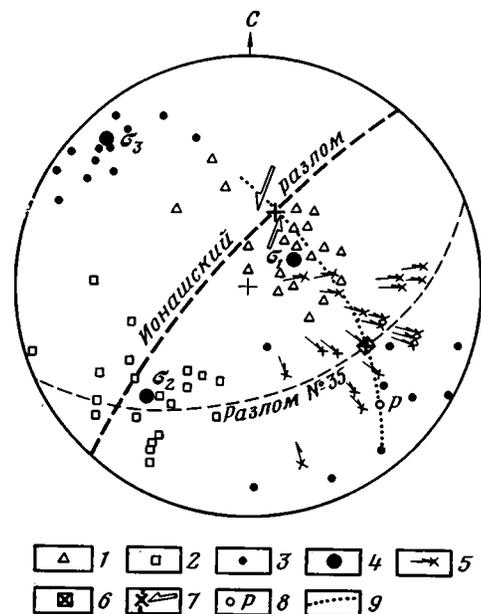


Рис. 4. Диаграмма ориентировки осей напряжений в районе строительства Рогунской ГЭС в Таджикистане. Квазиглавные оси напряжений:

1 — σ_1' ; 2 — σ_2' ; 3 — σ_3' ; 4 — среднестатистические (главные) оси напряжений; 5 — направление смещения висячего крыла скола; 6 — направление главного смещения L в плоскости $\sigma_1\sigma_3$; 7 — направление смещения по Ионахшскому разлому; 8 — полюс Ионахшского разлома; 9 — плоскость PL

ских пакетов отмечается сбросовое поле напряжений с круто ориентированной осью σ_3 .

Взбросовый тип поля напряжений установлен и по микроструктурному анализу сдвойникованных зерен ангидрита и кальцита.

В зоне Ионахшского разлома были проведены тщательные измерения современного напряженно-деформированного состояния по методам разгрузки керна и фотоупругих датчиков в скважинах [16]. Результаты этих измерений хорошо согласуются с данными кинематического анализа сколовой трещиноватости и двойников. Величина максимального (σ_3) и среднего (σ_2) сжимающих напряжений, приблизительно равных между собой, составляет около 20 ± 5 МПа. При этом одна из осей ориентируется нормально к слоистости и плоскости Ионахшского разлома, а другая совпадает с простираем его. Вертикальное напряжение равно $13,5 \pm 2,5$ МПа. Сейсмологические материалы [12] также указывают в целом на взбросовый характер современного поля напряжений, хотя местами проявляются и сбросовые или сдвиговые подвижки.

Таким образом, данные натуральных механических и геофизических измерений подтверждают правомерность использования кинематического метода квазиглавных напряжений. Более того, результаты кинематиче-

ского анализа могут быть использованы при натуральных измерениях напряжений для выбора площадок и направлений измерений.

Результаты этих независимых измерений указывают на унаследованное развитие современного поля напряжений в данном регионе, что хорошо согласуется с данными тектонофизических и сейсмологических работ для других регионов Средней Азии [4].

В региональном аспекте структура Канимансурского месторождения представляет собой устойчиво опускающийся блок. В южной части его фундамент сложен среднепалеозойской карбонатной толщей; в северной части фундамент образован гранитоидами карамазарского комплекса. Верхняя часть структуры рудного поля представляет собой развивающуюся верхнепалеозойскую вулканическую впадину, центр извержений

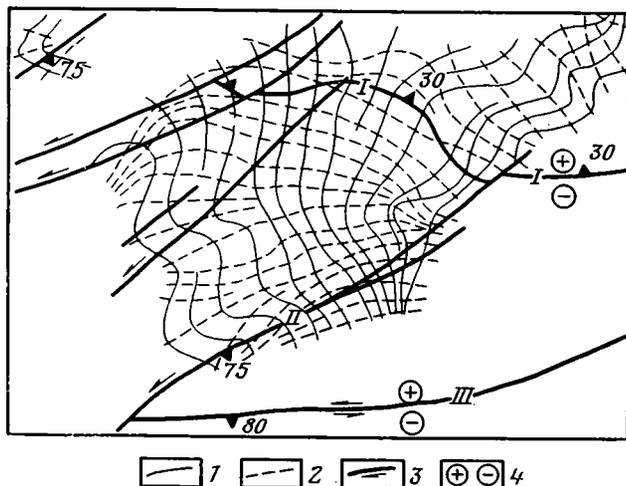


Рис. 5. Строение Канимансурского альпийского поля напряжений. Траектории осей главных нормальных напряжений: 1 — σ_3 ; 2 — σ_1 ; 3 — разломы; I — Аккурский надвиг; II — Кошмуллинский сдвиг; III — Бирюзовый сдвиг; 4 — знак смещения

в которой во времени последовательно смещался в северном направлении. На юго-востоке блок Канимансурского рудного поля ограничен зоной Кашмуллинского сдвига, на севере граница проходит вдоль зоны глубинного Аккурского разлома, включая и его альпийскую надвиговую ветвь. Поле тектонических напряжений характеризуется субмеридиональной ориентировкой траекторий σ_3 и субширотной ориентировкой траекторий σ_1 (рис. 5). При этом в зонах сдвигов оси σ_3 и σ_1 располагаются полого, а ось σ_2 — круто. Для зоны Аккурского надвига характерно крутое положение оси σ_1 , склоняющейся в ЮВ румбах, ось σ_2 ориентируется полого вдоль него.

Общей особенностью рассмотренных природных тектонических полей напряжений, характерной и для структур многих других изученных нами месторождений Азии, является их сложное неоднородное строение, обусловленное, как показывают геологическое картирование и тектонофизические исследования, присутствием литологических неоднородностей, тектонических контактов, структурной анизотропией и, по-видимому, сложным характером действующих сил в геологической системе. При этом кинематический анализ позволяет выделить в ней изотропные области II рода, в которых сдвиговая деформация отсутствует ($\sigma_2 = \sigma_1 \neq 0$; $\tau = 0$), места резкого изгиба траекторий напряжений и т. д. Для полей напряжений структурных блоков, ограниченных динамическими параметрами разломов типа: надвиг (взброс) — сдвиг характерным является в плане дугообразный изгиб траекторий осей σ_3 , обращенный выпуклостью в сторону, противоположную вершине угла между этими разломами.

Он основан на реконструкции осей $\sigma_{1,2,3}$ путем построения среднестатистического положения частных осей $\sigma'_{1,2,3}$, теоретически рассчитанных для микродеформационных элементов (плоскостей двойников, пластинок излома, плоскостей трансляции и т. д.), наблюдаемых под микроскопом в ориентированных шлифах. Способ построения их аналогичен вышеописанному с той лишь разницей, что вектор смещения при двойниковании l , в отличие от сколов, всегда занимает в кристаллической структуре минералов фиксированное положение относительно кристаллографических (a, b, c) и оптических (Ng, Nm, Np) осей, совпадая с каким-либо ребром или нормалью к нему, а само смещение в случае двойникования осуществляется только в одном направлении. Например для кальцита (рис. 6, а) при общепринятой установке кристалла (оптическая ось совпадает с кристаллографической осью L_3) оно направлено от перпендикуляра к плоскости (0112) вверх к оптической оси (смещение в положительном смысле, по типу взброса). Понятно, что в таком случае двойники образуются только в тех кристаллах, которые ориентированы благоприятно относительно действующей нагрузки. Такое фиксированное положение l и постоянство знака смещения в кристаллах, казалось бы, снижает точность построения осей $\sigma_{1,2,3}$ по сравнению с таковыми, восстановленными по разрывным смещениям. Однако фактически она оказывается такой же или даже более высокой, благодаря тому, что в пределах шлифа обычно наблюдается большое количество двойников, падающих в разные стороны.

Ось σ'_2 строится как нормаль к направлению l в плоскости двойника. Оси σ'_3 и σ'_1 строятся как биссектрисы углов между l и полюсом двойника P в плоскости $\sigma'_3\sigma'_1$ с учетом знака смещения.

Для кальцита впервые метод микроструктурного динамического анализа был применен Ф. Тернером [20] и впоследствии Л. И. Лукиным и др. [6], А. Н. Казаковым [5], В. Д. Парфеновым [7] и др. Нами этот же метод был использован для реконструкции напряженного состояния в сульфатах: барите [8], ангидрите [10] и гипсе (в печати).

Используя литературные источники и результаты экспериментов, проведенных автором совместно с Л. И. Левыкиным, по раздавливанию цилиндров из поликристаллического барита, ангидрита и гипса в условиях неоднородного сжатия, нами были получены данные относительно возможных плоскостей двойникования (или излома), направлений и знаков смещений, а также были теоретически рассчитаны угловые взаимоотношения между осями напряжений $\sigma'_{1,2,3}$ и кристаллографическими и оптическими направлениями (таблица).

В барите (рис. 6) двойникование осуществляется преимущественно по плоскости (601). Линия двойникового скольжения совпадает с $[\bar{1}06]$; движение в положительном смысле (по типу взброса при обычной установке кристалла: $Np=c$; $Nm=b$). Угол между l и Np составляет 6° . Плоскость $\sigma'_3\sigma'_1$ совпадает с $NgNp$. Угол между σ'_3 и Ng и σ'_1 и Np равен 39° . Ось σ'_2 совпадает с Nm .

В плоскости (011) двойниковое скольжение происходит по $[0\bar{1}1]$; движение в отрицательном смысле (по типу сброса). Угол между σ'_3 и Np и σ'_1 и Nm составляет 7° . Ось σ'_2 совпадает с Ng .

Двойникование в барите по этим плоскостям, по-видимому, происходит в условиях относительно низких температур, но при высоких дифференциальных напряжениях. Как показали наблюдения над природными тектонитами Средней Азии и Казахстана, они отмечаются в участках сильной милонитизации зон разломов, омоложенных в альпийском тектоническом этапе, возможно, в процессе сильных землетрясений, но они практически отсутствуют в баритах Казахстана и Алтая, смятых в сложные изоклиналильные складки в условиях геосинклинального динамометаморфизма. По-видимому, при высоких температурах пластическая деформация в природных баритах осуществляется преимущественно путем трансляционного скольжения или двойникования по плоскости (110).

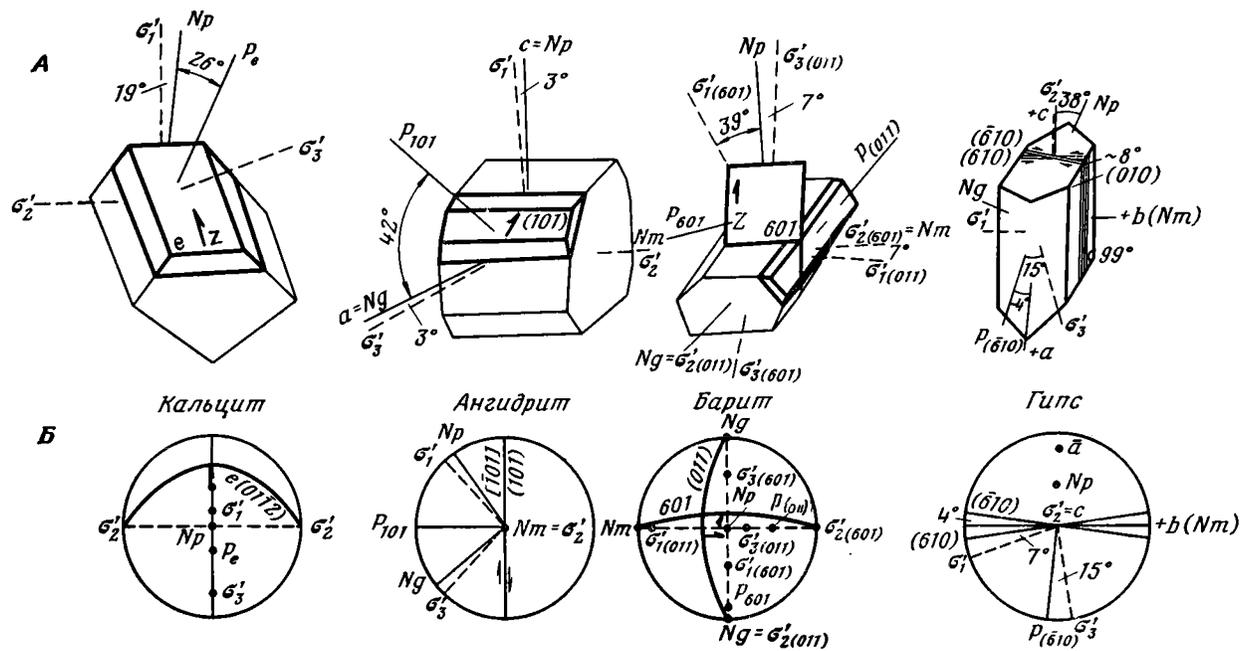


Рис. 6. Угловые взаимоотношения между динамическими и оптическими направлениями в двойникованных кристаллах кальцита и сульфатов:

А — общий вид; Б — проекция на сетку Вульфа

Угловые взаимоотношения между динамическими направлениями и осями оптической индикатрисы в кристаллах, содержащих двойники и пластинки излома

Двойниковая плоскость	Угол между												Знак смещения
	σ'_3			σ'_1			σ'_2			l			
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	
Кальцит													
$\frac{(01\bar{1}2)}{[\bar{1}001]}$		19	71		71	19		0	90		26	64	+
Барит													
$\frac{(601)}{[\bar{1}06]}$	39	90	51	51	90	39	90	0	90	84	90	6	+
$\frac{(201)}{[\bar{1}02]}$	18	90	72	72	90	18	90	0	90	73	90	17	+
$\frac{(011)}{[\bar{1}01]}$	90	83	7	90	7	83	0	0	90	90	52	38	-
$(612)^*, (412)^*$													
Ангидрит													
$\frac{(101)}{[\bar{1}01]}$	3	90	87	87	90	3	90	0	90	48	90	42	+
Гипс *													
$\sim \frac{(610)}{[\bar{1}60]}$	39	78	52	81	12	83	52	90	38	87	4	87	+
$\sim \frac{(124)}{[\bar{1}14]}$	10	80	90	79	11	90	90	90	0	65	25	90	+

* Наиболее распространенные пластинки излома.

В природных и экспериментально деформированных ангидритах (см. рис. 6) двойникование происходит по плоскости (101) в направлении $[\bar{1}01]$. Движение осуществляется в положительном смысле (по типу взброса).

В отличие от барита, двойникование в ангидрите, по-видимому, осуществляется в более широком диапазоне давлений и температур. Иногда двойники наблюдаются в ангидритах из альпийских зон дробления, деформации в которых происходили в условиях невысоких температур, но значительных дифференциальных напряжений. Наиболее характерны двойники для сложнодислоцированных нижнепалеозойских карбонатно-ангидритовых толщ, фиксирующихся в глубоких частях структур золоторудных и полиметаллических месторождениях Урала, деформация которых совершалась в типично геосинклинальных условиях, а также для мезозойских ангидритов района Норильского месторождения, испытавших сильный контактовый нагрев. Это хорошо согласуется с данными М. Р. Рамеза [18] и А. Николя и Ж. Пуарье [17] о развитии деформации в ангидритах путем двойникования в обстановке значительного всестороннего давления и высокой температуры.

Помимо двойников, образующихся по рациональным плоскостям, т. е. плоскостям, характеризующимся простыми целыми индексами, в кристаллах сульфатов и в слюдах в обстановке заметного гидростатического давления образуются иррациональные двойники и деформационные пластинки излома. Особенно разнообразные многочисленные пластинки излома наблюдаются в деформированном гипсе (см. таблицу). Важно отметить, что с увеличением ориентированной и всесторонней нагрузки, в особенности при шоковых нагрузках, в пластинки излома в минералах могут вовлекаться все новые кристаллографические плоскости, и в отли-

чие от классических двойников направления смещения излома l могут быть разными [19].

В гипсе и слюде пластинки излома обычно образуются под значительным углом ($70-85^\circ$) относительно оси σ_3 . Таким образом, полюсы их образуют узкие максимумы вокруг оси σ_3 , что легко позволяет определить ее положение. Расчеты показали, что пластинки излома в гипсе образуются преимущественно по иррациональным плоскостям, близким к (100): $\sim (610)$, (611) и др., а также по плоскостям, близким к (121) и (120). При этом для плоскости $(\bar{6}10)$ направление двойникового смещения совпадает с [160], т. е. располагается под небольшим углом к [010]. Поскольку пластинки излома в гипсе, как показали эксперименты, образуются под углом в среднем порядка 75° к направлению осевой нагрузки

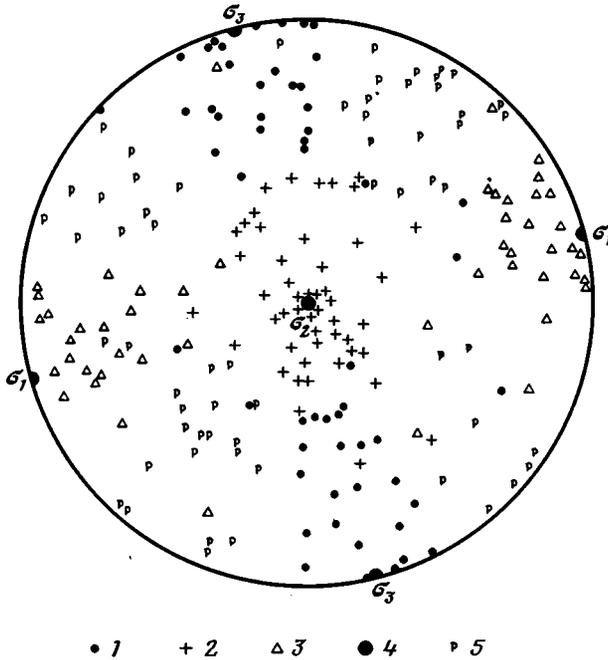


Рис. 7. Микроструктурная диаграмма ориентировки осей напряжений деформированного жильного ангидрита. Кансайский надвиг (Карамазар); 150 измерений. Оси квазиглавных напряжений:

1 — σ_3' , 2 — σ_2' , 3 — σ_1' , 4 — среднестатистические (главные) оси напряжений; 5 — полюс двойника

(σ_3) и знак смещения положительный, для определения положения квазиглавной оси σ_3' для плоскости $(\bar{6}10)$ в сдвойникованном кристалле (см. рис. 6) необходимо в плоскости, проходящей через полюс пластинки P и линию смещения [160], отложить угол 150° от P в сторону положительного направления ребра [010] (Nm). Для нахождения оси σ_3' для плоскости $(\bar{6}10)$ необходимо отложить 15° от P_{610} в сторону отрицательной оси Nm . Ось σ_1' строится как нормаль к оси σ_3' в этой же плоскости.

В тех случаях, когда пластинки излома проходят по другим кристаллографическим плоскостям, необходимо сначала определить положение линии смещения и знак смещения для них, а затем рассчитать положение в кристалле частных осей $\sigma'_{1,2,3}$ вышеописанным способом.

Использование кальцита и гипса для восстановления напряженного состояния в горных породах имеет особое значение в связи с тем, что они как гипергенные сравнительно легко деформирующиеся минералы, к тому же встречающиеся в больших количествах даже в наиболее молодых современных отложениях, способны фиксировать деформации и на-

пряжения, связанные с современными разрушительными землетрясениями.

На рис. 7 приводится пример реконструкции ориентировки осей напряжений в природном ангидритовом тектоните.

Таким образом, рассмотренные статистические методы кинематического анализа по сравнению с используемой ранее методикой построения общих планов (эллипсоидов) деформации, характеризующихся упрощенным схематическим видом, позволяют реконструировать реальные природные поля напряжений любого порядка: от регионального до микроскопического.

Литература

1. Вистеллиус А. Б. Структурные диаграммы. Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 158 с.
2. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
3. Гущенко О. И. Анализ ориентировок скальных тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 2, с. 331—334.
4. Гущенко О. И. О реконструкции поля мегарегиональных напряжений сейсмоактивных областей Евразии.— В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 26—51.
5. Казаков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967. 109 с.
6. Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 124 с.
7. Парфенов В. Д. Значение микроструктурного анализа при изучении разрывных смещений.— Геотектоника, 1972, № 3, с. 37—50.
8. Парфенов В. Д. О возможности использования микроструктурного анализа баритовых тектонитов для реконструкции палеонапряженного состояния в горных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1, с. 122—129.
9. Парфенов В. Д., Парфенова С. И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 238—241.
10. Парфенов В. Д. Анализ напряженного состояния в ангидритовых тектонитах.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 3, с. 695—698.
11. Сандомирский С. А., Ашкиназе С. И., Старостин В. И. Формирование трещинных рудоносных структур в складках поперечного изгиба.— Геол. рудн. месторожд., 1978, № 1, с. 3—16.
12. Соболева О. В., Шкляр Г. П., Благовещенская Е. Э. Изучение структуры поля напряжений в очагах землетрясений в связи с предсказаниями места и времени возникновения сильного толчка.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 65—70.
13. Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
14. Chinnery M. A. Secondary faulting I. Theoretical aspects.— Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, № 2, p. 163—174.
15. Chinnery M. A. Secondary faulting II. Geological aspects.— Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, № 2, p. 175—194.
16. Kolichko A. V., Parabuchev J. A., Stepanov V. J. Effect of geological stressed conditions of rock mass in designing underground power house.— JSRM Symposium «Rock mechanics related to caverns and pressure. Shafts», 1982, Aachen, FRG, p. 57—63.
17. Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L.— N. Y.: Wiley, 1976.
18. Ramez M. R. H. Fabric changes in experimentally deformed anhydrite rocks.— N. Jb. Miner. Abhandl., 1976, v. 128, № 1, p. 89—113.
19. Stoffner D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock-processes.— Fortschr. miner., 1972, v. 49, p. 50—113.
20. Turner F. J. Nature and dynamic interpretation lamellae in calcite of three marbles.— Amer. J. Sci., 1953, v. 251, p. 276—298.

УДК 551.24(234.85+234.5)

БУШ В. А., КАЗАНЦЕВ Ю. В., КАМАЛЕТДИНОВ М. А.,
КАТЦУНГ Г., КИРСАНОВ В. В., КИРЮХИН Л. Г.,
КРУЛЬ П.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОГО И ПРЕДУРАЛЬСКОГО ВАРИСЦИЙСКИХ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Приводятся новые данные по распространению и палеотектоническому развитию краевого Предварисцийского прогиба Западной и Центральной Европы и Предуральского прогиба на восточной окраине древней Восточно-Европейской платформы. Уточнена граница распространения Предварисцийского краевого прогиба. К этому прогибу отнесены не только Южно-Уэльская и собственно Субварисцийская (Вестфальская) впадины, но и Мекленбургско-Поморская, Люблинская и Верхнесилезская впадины. Восточно-Эльбийский погребенный массив, по-видимому, следует рассматривать как поперечный массив, отделяющий Мекленбургско-Поморскую впадину от Вестфальской. Выяснено влияние отдельных фаз варисцийской складчатости на развитие Предварисцийского краевого прогиба. Установлены черты сходства и отличия в развитии Предварисцийского и Предуральского краевого прогибов. Характер внутренней тектоники обоих прогибов определяется в основном горизонтальными тектоническими напряжениями с надвиганием складчатых систем на прилегающую платформу.

Сравнение варисцийских структур Урала (уралиды) и Средней Европы на различных этапах тектонического развития издавна вызывало большой интерес. Это отражено в работах Г. Штилле [8], А. А. Богданова [9], чьими исследованиями, а также работами Э. Шредера [22], В. С. Журавлева [3], Г. Х. Дикенштейна и др. [2] и Г. Пейха [7] намечены основные аспекты сопоставления Южного Урала и средневропейских варисцид, в том числе рассмотрен характер литологии геосинклинальных образований, возраст складчатости, магматизм и тектоническая зональность.

Сходство общего тектонического положения Среднеевропейского и Предуральского краевых прогибов заключается в том, что они оба отделяют обширные пространства континентального блока древней Восточно-Европейской платформы и причленившейся к ней с начала девона молодой Среднеевропейской плиты от Среднеевропейской и Уральской варисцийских складчатых систем, испытавших в конце палеозоя интенсивную складчатость. В формировании обоих краевых прогибов существенную роль сыграли как горизонтальные тектонические движения, исходившие из испытывавших орогенез складчатых систем, так и блоковая структура платформенного основания прогибов.

Однако между положением краевых прогибов имеются и существенные различия. Предуральский прогиб сопровождается значительно более активной складчатую систему, где в течение варисцийского этапа происходила глубокая перестройка земной коры океанического типа в континентальную, в то время как Субварисцийский прогиб связан с системой, имеющей сформированное ранее гранитно-метаморфическое основание. С другой стороны, основание Предуральского прогиба более монолитно (континентальная кора здесь почти повсеместно имеет дорифейский возраст), в то время как Среднеевропейский прогиб наложен на интенсивно раздробленный и переработанный в позднем протерозое и раннем палеозое блок континентальной дорифейской коры.

Эти черты сходства и различия обоих прогибов и определяют интерес их сравнительно-тектонического анализа, при котором будут рассмот-

рены: а) положение в общей структуре континента, границы и наиболее общие черты внутреннего строения, б) характер заполняющих прогибы формаций, в) внутренняя складчатая структура.

1. ПОЛОЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ КОНТИНЕНТА

Среднеевропейский краевой прогиб протягивается в широтном направлении — от Южной Англии до Западной Украины (рис. 1); между Карпатами и Украинским щитом прогиб выклинивается, западное его окончание скрыто водами Атлантики. Прогиб представляет собой обширную зону погружения, формировавшуюся на поздней, орогенной стадии развития варисцидской геосинклинальной системы (намюр — вестфаль) в пограничной полосе между внешней зоной варисцид и платформенной областью, консолидированной к концу каледонского этапа и причленившейся с юго-запада к древней Восточно-Европейской платформе. Длина прогиба более 2000 км, ширина 50—250 км [2]. Внутреннее (южное) крыло краевого прогиба расположено частично на варисцидском складчатом фундаменте (Корнуэлл, Арденны, Рейнские сланцевые горы), частично, до 30—50 км в ширину, на платформенном основании. Внешнее, северное крыло, повсеместно подстилается платформенным чехлом. Переходы от внутреннего крыла к внешнему и к впадинам платформы постепенные.

Краевой прогиб распадается на самостоятельные впадины или ячеек, следующие цепочкой друг за другом [15, 17]. Это — впадины Юго-Западной Англии (глубина до 3000 м), Северо-Французско-Бельгийская (до 3500 м), Кампинская (до 3000 м), Вестфальская (до 5500 м), Мекленбургско-Поморская (до 3000 м), Верхнесилезская (до 5000 м), возможно, Люблинская (2500 м). Данных о существовании под прогибом «крае-

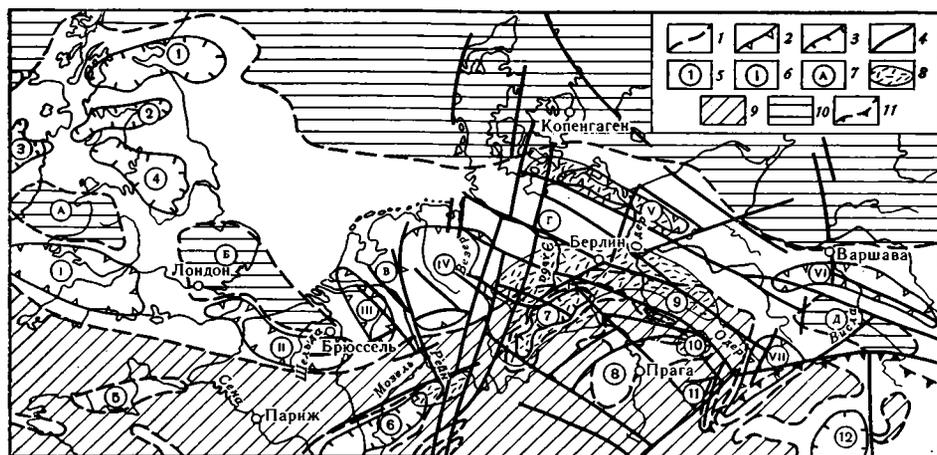


Рис. 1. Структура Субварисцидского краевого прогиба

1 — границы распространения верхнекаменноугольных отложений; 2 — ячей краевого прогиба; 3 — основные платформенные впадины, заполненные верхнекаменноугольными отложениями; 4 — основные линии погребенных разломов, отцифрованные по космическим снимкам; 5 — названия внутриорогенных и платформенных впадин: (цифры на карте): 1 — впадина Мидленда, 2 — Нортумберлендская впадина, 3 — Северо-Ирландская впадина, 4 — Средне-Английская впадина, 5 — впадина Лессэ, 6 — Саарская впадина, 7 — впадина Заале, 8 — Чешская впадина, 9 — Северо-Судетская впадина, 10 — Внутрисудетская впадина, 11 — Босковицкая впадина, 12 — впадина Бюкк; 6 — названия ячеек краевого прогиба: I — ячей Юго-Западной Англии, II — Северо-Французско-Бельгийская ячей, III — Кампинская ячей, IV — Вестфальская ячей, V — Мекленбургско-Поморская ячей, VI — Люблинская ячей, VII — Верхнесилезская ячей; 7 — названия поднятий: А — Уэльский массив, Б — Брабантский массив, В — Среднидерландское поднятие (порог), Г — Айсфельдско-Альтмарское поднятие (порог), Д — массив Польского Среднегорья; 8 — вулканические пояса; 9 — варисцидский складчатый комплекс; 10 — доверхнекаменноугольный платформенный чехол; 11 — внешний край альпийской складчатой системы

вого шва» между варисцийской геосинклиналью и доварисцийской платформой [9] в настоящее время нет. Обломочный материал, заполнивший эти впадины, поступал преимущественно из варисцийской геосинклинальной системы, испытывавшей орогенез. Впадины отделялись друг от друга поднятиями, где осадки намура и среднего (вестфаль) карбона либо отсутствовали (Уэльский, Брабантский массивы, массив Польского Среднегорья), либо имели сокращенную мощность до 1000—2000 м (Нидерландский и Айхфельдско-Альтмаркский пороги).

Из флишевых впадин внешней (миогеосинклинальной) зоны варисцид, не затронутых бретонской и судетской фазами складчатости, постепенно развивался Среднеевропейский краевой прогиб [1], дальнейшее развитие которого связано с интенсивной миграцией осей прогибания в сторону платформы. На расположение мигрирующих впадин решающее влияние оказывала блоковая структура основания платформенного крыла прогиба.

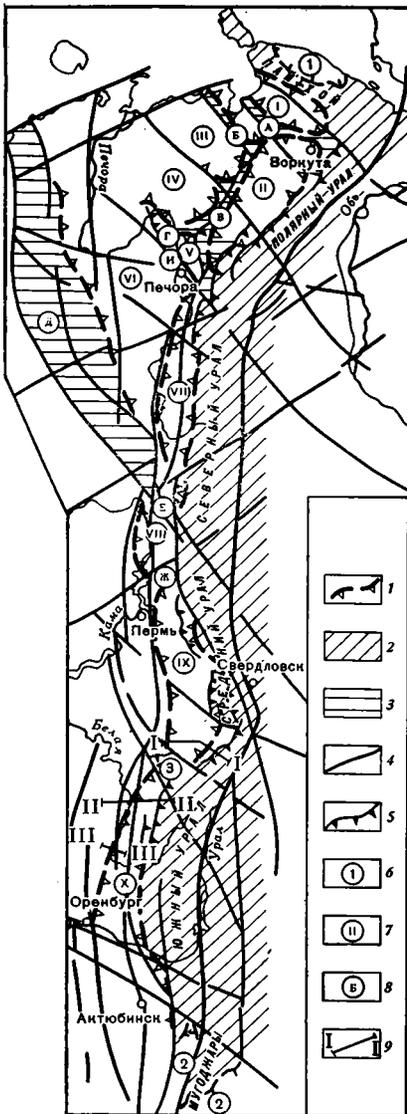
Строение основания Среднеевропейского краевого прогиба, глубоко погруженного под пермские и мезозойско-кайнозойские отложения, изучено очень слабо. Некоторые новые данные получены при дешифрировании мелкомасштабных космических снимков Средней Европы, проведенном в последние годы в СССР и ГДР. В частности, обнаружены мощные системы погребенных разломов рейнского (северо-северо-восточного) и герцинского (северо-западного) простираний, пересекающих как варисцийскую складчатую систему, так и платформу и обуславливающих блоковую структуру платформенного основания прогиба. Эти же блоки диктуют расположение главных впадин и прогибов краевого прогиба. Так, система разломов Нижнего Рейна определяет границы Среднеидерландского поднятия; системе разломов Рейнского грабена, протягивающихся на север вплоть до Дании, подчинены восточный борт Вестфальской впадины и ее граница с Айхфельдско-Альтмаркским поднятием; система разломов, параллельных линии Торнквиста, диктует простирание и положение Мекленбургско-Поморской и Люблинской впадин и поднятия Польского Среднегорья.

Особенно примечателен «пережим» системы прогибов между Вестфальской и Мекленбургско-Поморской впадинами, против выступающего угла варисцийской системы, подчеркнутого пересечением расколов герцинского и рейнского простираний. Возможно, что здесь сказывается влияние глубоко погруженного кристаллического блока дорифейской континентальной коры, фрагменты которого представлены Чешским и Восточно-Эльбским массивами докембрия. Это влияние дополнительно подчеркивается перекрывающими толщами краевого прогиба нижнепермскими субсеквентными эффузивами красного лежня, расположенными вне варисцид только в зоне этого «пережима».

Данные о времени заложения разломов герцинского простирания, пересекающих как варисцийскую систему, так и платформу, имеются в настоящее время лишь для влияющего на распределение вулканитов красного лежня линеамента Пфалья. Разломы рейнского простирания обычно датируются послепермским возрастом, так как они определяют меридиональные простирания солянокупольных структур цехштейна в Нижней Саксонии. Сопоставление данных дешифрирования с внутренней структурой Среднеевропейского краевого прогиба позволяет предполагать по меньшей мере позднекаменноугольное, но, видимо, более древнее заложение этих структур.

Предуральский краевой прогиб простирается в меридиональном направлении вдоль варисцийской Уральской складчатой системы более чем на 2000 км (рис. 2). На севере он резко расширен (почти до 500 км) и скрыт под водами Баренцева моря. Внешнее крыло Предуральского прогиба покоится на толщах платформенного чехла древней Русской плиты. Данные бурения, геологических съемок и геофизики позволяют предполагать, что толщи Предуральского краевого прогиба протягиваются под краевыми аллохтонами Урала вплоть до хребта Уралтау (по мнению М. А. Камалетдинова, возможно, и далее). Это существенно отличает

Рис. 2. Структура Предуральского краевого прогиба



1 — внешняя и внутренняя границы краевого прогиба; 2 — складчатое сооружение Урала; 3 — Тиманский и другие кряжи — выходы на поверхность фундамента краевого прогиба; 4 — основные линии погребенных разломов, дешифрованные по космическим снимкам; 5 — основные краевые надвиги Урала и надвиги в краевом прогибе; 6 — периклинальные и внутренние прогибы Урала: 1 — Карский, 2 — Аджаксинский; 7 — названия ячей краевого прогиба: I — Коротанхинская, II — Косью-Роговская, III — Хорейверская, IV — Денисовская, V — Большесынинская, VI — Печорская, VII — Верхнепечорская, VIII — Соликамская, IX — Юрюзано-Сылвенская, X — Бельская; 8 — названия поднятий и впадин: А — гряда Чернова, Б — гряда Сорокина, В — гряда Чернышева, Г — Печорско-Воркутинская впадина, Д — Тиман, Е — Полюдов Камень, Ж — Косвинско-Чусовская седловина, З — Каратау, И — Печорская гряда; 9 — линии геолого-структурных разрезов Предуральского прогиба

Предуральский прогиб от Среднеевропейского.

Западная граница Предуральского краевого прогиба нуждается в уточнении. Ее проводят обычно вдоль полосы позднекаменноугольных — раннепермских рифов, которые формировались на тектоническом уступе, разделявшем шельфовые бассейны Русской плиты на западе и одновозрастные депрессионные фации прогиба на востоке (в Бельской, Юрюзано-Сылвенской и Соликамской впадинах). Севернее, в Печорско-Воркутинской впадине, рифовые постройки артинского возраста не обнаружены, что обусловило иное, чем на юге, толкование положения здесь западной границы прогиба. Большинство исследователей за западную границу принимают линию, разграничивающую мощную сероцветную молассу, разви-

тую на востоке, от маломощных карбонатно-глинистых (депрессионных) отложений, распространенных на западе. Такое толкование западной границы краевого прогиба едва ли можно признать правильным. Нам представляется, что западную границу структуры и здесь следует проводить по линии раздела платформенных и депрессионных отложений, т. е. так же, как в южной части Предуральского прогиба.

По данным Н. Н. Кузьковой и др. [6], область развития маломощных карбонатно-глинистых, депрессионных отложений артинского возраста заходит далеко на запад Печорской синеклизы, охватывая бассейны среднего и нижнего течения р. Печоры и ее левого притока — р. Ижмы. Граница же смены их карбонатными породами платформенного типа прослеживается по меридиану г. Нарьян-Мар — г. Ижма, достигая отрогов Тиманского кряжа. К западу от этой линии в скважинах (площадь Седуяха) обнаружены артинские породы уже платформенной фации. На севере нижняя пермь значительно погружена, и эта граница, по-видимому, еще не вскрыта бурением.

Западная граница прогиба в течение позднего палеозоя постепенно мигрировала на запад. В артинском веке такая миграция по отношению к позднекаменноугольному и асельско-сакмарскому времени выражена

четко, причем чем севернее, тем на большее расстояние. Так, если в Бельской впадине западный борт прогиба в основном сохраняется на уровне сакмарско-ассельского, то в Юрюзано-Сылвенской впадине он смещен на запад на 10—15, в Соликамской уже около 100 км, а в Печорско-Воркутинской впадине величина смещения превышает 150 км.

Положение рифовых массивов на внешней границе Предуральского прогиба предопределено глубоко погребенными расколами уральского простиранья, которые хорошо дешифрируются на материалах космических съемок. Глубинные зоны разрывов северо-восточного и северо-западного простираний, пересекающие как Урал, так и Русскую и Печорскую плиты, определяют основные черты внутренней структуры Предуральского прогиба, в частности его расчленение на отдельные впадины или ячеи (см. рис. 2). На юге располагаются Бельская и Юрюзано-Сылвенская впадины (возможно, что это единая впадина, перекрытая в середине шарьяжами Башкирского Каратау) с мощностью осадочных толщ около 7000—8000 м. Соликамская впадина (глубина до 5000—6000 м) отделена от Юрюзано-Сылвенской Косьвинско-Чусовским порогом, Верхнепечорская от Соликамской — поднятием Полюдова Камня и Тимана. Ряд глубоко погребенных расколов фундамента северо-восточного и северо-западного простираний, дешифрируемых на космических снимках, обуславливает расчленение печорской части прогиба (где складчатое основание платформы имеет байкальский возраст) на Коротайхинскую, Косью-Роговскую, Харбейскую, Денисовскую и Сыньинскую впадины, разделенные поднятиями (порогами), названными в честь исследователей этого края — Чернова, Сорокина, Чернышева. Мощность верхнего палеозоя здесь 5000—7000 м. Геологических и геофизических данных о возрасте и характере проявления ряда отдешифрированных на космических снимках разломов пока нет.

Таким образом, как и в Среднеевропейском прогибе, внутренняя структура Предуральского прогиба в значительной мере предопределяется блоковым строением его платформенного основания.

II. ФОРМАЦИИ ПРОГИБОВ

Среднеевропейский краевой прогиб. Каменноугольные отложения, заполняющие Среднеевропейский прогиб, во внутренней его зоне согласно подстилаются мощными (более 1000 м) сероцветными граувакково-флишевыми отложениями кульма — [23], имеющими динантский (турне и визе) возраст. К северу, во внешней зоне прогиба, формация кульма быстро сменяется близкими к платформенным фациям «сланцеватыми глинами» мощностью в первые сотни метров, а далее типично платформенными шельфовыми фациями динантского известняка и углистого известняка.

На рубеже визейского и намюрского веков накопление подстилающих формаций быстро, но согласно сменилось отложением сероцветной морской молассы. Переход от флишевой к молассовой седиментации происходит постепенно и выявляется, как правило, только по совокупности тектонических, седиментационных и палеонтологических признаков. Граница между динантом и намюром в южной части впадин Юго-Западной Англии проходит внутри кульмской фации. Первые грубокластические граувакки залегают выше базальных слоев намюра. Они постепенно продвигались в бассейн и в раннеретикулоцерасовое время достигли северного Девоншира.

В Северо-Французско-Бельгийской и Кампинской впадинах флиш не образовывался. Динант представлен фацией углистого известняка. В визе «С» происходит замещение углистого известняка сапропелитовыми глинистыми сланцами, которые можно рассматривать как наиболее глубоководные морские осадки депрессионной фации.

На южной окраине Вестфальской и Мекленбургско-Поморской впадин (Рейнские сланцевые горы, Верхний Гарц и Флехтингено-Рослауский блок) вертикальные и латеральные переходы от флишевой форма-

ции к молассовой изучены весьма детально. Материал для формирования настоящего флиша динанта поступал с юга из Среднегерманской кристаллической зоны. Он содержит грубую гальку, а также частично олистолиты (дикий флиш). Во время формирования динантского флиша происходила миграция конусов выноса от внутренней части прогиба к его внешнему краю. По направлению к бассейну уменьшается размер гальки [17]. Отложения центральной части бассейна постепенно переходят в сланцеватые глины небольшой мощности с прослойками известняков, фауна которых свидетельствует о пелагических условиях накопления (посидониевые сланцы). К северной окраине бассейна появляются банки плитчатых детритовых известняков. Мелкий детрит, как полагает Х. Шмидт [20], мог поступать только с запада и севера (т. е. со стороны шельфовой части области развития «углистого известняка»), что не отвечало особенностям условий формирования флиша более южных районов.

К этой области примыкает с севера широкий пояс в той или иной степени массивного «углистого известняка», который по мере приближения к северной береговой зоне (в районе развития Вестфальской впадины она не вскрыта бурением) местами замещен угленосными мелководными осадками. Нижний наюр представлен депрессионной фацией квасцовых сланцев, отлагавшихся в удалении от орогена.

Так называемые отложения безугольных пластов наиболее молодых конусов выноса перекрывают квасцовые сланцы. В Вестфальской впадине переход от флиша к молассе отмечен внутри фации безугольных пластов. Последняя далеко вдается в бассейн и, возможно, сочленяется с дельтовыми образованиями северного края платформы (соответствующие данные скважин пока отсутствуют). Отложения «безугольных пластов» молодых конусов выноса, в частности, обнаруживают большое сходство с кульмом. Однако образовались они уже на заключительной фазе развития флиша. Незначительная величина зерен кластического материала, лучшая степень отсортированности, небольшое количество полевых шпатов и обломков кристаллических пород, которые в процессе осадконакопления неоднократно переотлагались [22], свидетельствуют о более высокой степени зрелости наюрских песчаников и субграувакк по сравнению с более древними граувакками. Поступление осадочного материала в бассейн осадконакопления происходило большей частью мутьевыми потоками. Встречающиеся местами остатки почвы с корнями растений [13] свидетельствуют о кратковременных обмелениях и могут указывать на переход к молассовой седиментации. Смена условий седиментации полностью завершилась после отложения хорошо отсортированного пограничного песчаника наюра С. Начиная с наюра С, в пределах Рурского бассейна преобладающее значение получают континентальные осадочные отложения.

На южной окраине Мекленбургско-Поморской впадины переход от флишевой седиментации к молассовой еще не изучен. По мнению Х. Пфайфера [18], грубые флишевые выносы с юга достигли Верхнего Гарца и Флехтингено-Росслауского блока только в раннем наюре. Первые горизонты с остатками почвы и корнями растений в середине наюра В в скв. Пархим-1, расположенной приблизительно в 130 км севернее, указывают уже на начало обмеления районов седиментации. Большая часть обломочного материала отложений наюра и вестфалья Вестфальской и Мекленбургско-Поморской впадин поступала, вероятно, из варисцидской горной области.

В Верхнесилезской впадине флишевая седиментация сменилась молассовой на границе визе и наюра. Флишевый характер кульмовых осадков Восточных Судет так же, как в Рейнских сланцевых горах и в Гарце, отмеченный в верхнем девоне [19], в нижнем карбоне постепенно исчезает. Южная часть впадины к началу наюра в значительной мере обмелела. Об этом свидетельствует появление первых горизонтов с корневищами уже в нижней части евмофоцерасового яруса. Это позволяет полагать, что, начиная с этого времени, впадина была, вероятно, изолирована

от открытого моря. Осадконакопление в намюре В и С, а также в вестфале и стефане происходило в континентальных условиях.

Отложения Люблинской впадины так же, как и отложения Припятского прогиба и Северо-Английско-Южно-Шотландского шельфового региона представляют собой угленосную платформенную фацию, которая не содержит обломочного материала, поступавшего из варисцид.

В вестфальское (среднекаменноугольное) время в Западной и Средней Европе предварисцидский краевой прогиб и платформенные впадины имеют примерно такие же контуры, как и в намюре. Однако оси отдельных бассейнов продвинулись на север в сторону платформы, что, очевидно, было обусловлено поднятием южных краевых частей прогиба. Особенно четко это фиксируется в пределах Вестфальской впадины.

Общее сокращение района седиментации и обособление отдельных изолированных зон прогибания намечается только в конце вестфалья. Сероцветная морская моласса низов вестфальского яруса вверх по разрезу постепенно сменяется паралической угленосной формацией, которая слагает верхнюю большую по объему часть вестфальского яруса. В паралической угленосной формации континентальные отложения чередуются с лагунными и прибрежными, выраженными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, нередко известковистыми. Редкие слои морского генезиса представлены известняками и мергелями. Верхи вестфалья часто красочны.

В Юго-Западной Англии основная зона погружения вестфалья расположена уже не в Девоншире, а в Южном Уэльсе, где мощность осадочных толщ превышает 2500 м [12]. Столько же осадков вестфалья накопилось и в Северо-Французско-Бельгийском угольном канале [13], и на севере ФРГ — в Вестфальской впадине, мощность вестфалья превышает 3000 м.

Уэльско-Брабантский массив с позднего намюра, вероятно, представлял собой относительно невысокое поднятие между передовым прогибом и платформенными впадинами. В вестфале Уэльско-Брабантский массив испытывает тенденцию к погружению, вследствие чего широкая поперечная полоса между Бирмингемом и Оксфордом становится в вестфале В зоной осадконакопления. В центре его погружения (Оксфордшир) мощность вестфалья С и Д превышает 1500 м [15].

На севере ГДР отложения вестфалья вскрыты в скважинах на ограниченной территории Северо-Восточного Мекленбурга и на островах Рюген и Хиддензее. Точное положение южной границы их распространения и связь с орогеном пока не установлены. Центр бассейна седиментации во время вестфалья мог располагаться в районе южного Рюгена и п-ова Дарс, так что не исключено новое смещение оси бассейна.

Как правило, вестфальские отложения имеют однотипное строение и состоят из нескольких наложенных друг на друга циклов. Каждый цикл начинается морскими и глинистыми отложениями, выше залегают алевролиты и песчаники, переходящие вверх по разрезу снова в алевролиты; каждый цикл заканчивается обычно угольным пластом, содержащим в основании остатки почвы с корневищами.

В результате заполнения краевого прогиба в течение намюра и вестфалья и последующей астурийской складчатости во внешних варисцидах краевой прогиб прекратил свое развитие, испытал воздымание и подвергся эрозии до начала вулканической деятельности в начале эпохи красного лежня (отена). В Северном море и в некоторых районах Британских островов перерыв длился вплоть до позднего красного лежня (саксона) нижней или верхней перми (цехштейна), а на отдельных площадях даже до мезозоя. Исключение составляли внешняя зона впадины Юго-Западной Англии, Оксфордская, Эмская и Североморская впадины, где в позднекаменноугольное время (стефан) в небольших остаточных прогибах и впадинах продолжалась седиментация.

Предуральский краевой прогиб. Заполняющие краевой прогиб толщи представлены осадками верхов среднего, верхнего карбона и перми. Ложе прогиба, как свидетельствуют данные глубокого бурения в пределах Бельской впадины, представлено платформенными отложениями де-

вона, нижнего и низов среднего карбона, образующими слабо наклоненную к востоку моноклиналь. В отличие от преимущественно вертикальной последовательности смены формаций в Среднеевропейском прогибе, в Предуральском прогибе наблюдается смена формаций как по вертикали, так и по латерали.

Важнейшая особенность Предуральского прогиба — выдержанность латерального формационного ряда (молассовые осадки — депрессионные осадки — рифы), которая устойчиво прослеживается снизу вверх по разрезу. Как в позднекаменноугольных, так и в ассельских, сакмарских и артинских отложениях на востоке вблизи Урала развиты преимущественно грубообломочные сероцветные песчано-галечные молассы значительной мощности (до 3000 м), сменяющиеся в сторону платформы столь же мощными песчано-глинистыми накоплениями, а затем — тонкообломочными, хорошо отсортированными карбонатно-глинистыми осадками мощностью в первые сотни метров, выделяемыми в качестве депрессионного типа. Еще западнее, вдоль внешнего бортового уступа, прослеживаются массивные органогенные известняки, образующие почти непрерывные цепи рифов площадью в первые квадратные километры и высотой до 1200 м. К западу от рифов располагается зона накопления слоистых платформенных известняков. Среди грубообломочных моласс внутреннего борта Предуральского прогиба в верхнем карбоне (васелгинская свита) и в нижней перми (сыпучинская свита) встречаются отдельные линзы и пачки флишевого строения, однако переход их во флишевые толщи геосинклинальной системы пока не прослежен, так как позднепалеозойские флишевые толщи в западных частях Уральской системы либо полностью перекрыты шарьяжами, либо нацело смыты.

Верхнекаменноугольные — нижнепермские молассы и рифы Предуральского прогиба перекрываются нижнепермской мергелисто-доломитовой гипсоносной соленосной формацией кунгурского яруса, заполняющей депрессионную полосу Бельской, Юрюзано-Сылвенской и Соликамской впадин. Мощность ее достигает местами 1000 м и более, причем толщи каменных и калийных солей известны в основном в Соликамской впадине. К внутреннему борту прогиба соленосная формация замещается бурой молассой (мощность 500—600 м), а на внешнем борту — песчано-карбонатными отложениями. В северной, печорской части краевого прогиба соленосная формация целиком замещается паралической угленосной формацией, обнимающей верхи артинского (безугольная часть), кунгурский ярус нижней перми и казанский ярус верхней перми. Мощность ее достигает 600 м.

Венчает разрез краевого прогиба красноцветная моласса верхней перми; на юге — красноцветная, в основном тонкого (алевролитоглинистого) состава с прослоями гипсов и доломитов; на севере — буроцветная, песчано-конгломератовая, отвечающая лишь верхам верхней перми (татарский ярус). Мощность ее около 1000 м. Латеральные фациальные изменения верхней молассы незначительны и сводятся к обогащению тонкообломочным материалом в направлении внешнего борта. Моласса верхней перми распространена далеко на запад, в прилегающие части платформы.

Таким образом, в Предуральском краевом прогибе, как и в Среднеевропейском, строение нижних частей разреза определяется влиянием прилегающей к прогибу геосинклинальной системы, в то время как верхние части разреза краевого прогиба тесно связаны со структурой платформы. В нижних частях разреза преобладают формации морского и паралического генезиса, в верхах ведущую роль играют лагунные и континентальные толщ. Различия в формационном строении прогибов сводятся к более интенсивному погружению Предуральского прогиба с формированием зоны некомпенсированных осадконакоплением депрессий, слабо представленных в Среднеевропейском прогибе, а также к более полному развитию формационного ряда, представленного фрагментами флишевой формации, нижней и верхней молассами, соленосной, угленосной паралической, рифовой и депрессионной карбонатными формациями.

Кроме того, Предуральский прогиб примечателен более поздним: не с начала намюра, а с конца среднего (вестфаль) карбона началом формирования и вдвое более длительным (около 30 и 60 млн. лет соответственно) геологическим развитием.

III. ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ПРОГИБОВ

Среднеевропейский краевой прогиб. Развитие впадин предвариссийского краевого прогиба было прервано процессами астурийской фазы вариссийской складчатости, протекавшей на границе вестфальского и стейфанского веков.

Проявления астурийской фазы охватили лишь внутреннее крыло краевого прогиба, наиболее приближенного к орогену. В формировании этих складчатых деформаций ведущее значение имели тангенциальные напряжения, направленные со стороны вариссийских складчатых сооружений в сторону областей более древней консолидации (эпикаледонской платформы), т. е. перпендикулярно простиранию прогиба. Складчатые процессы здесь не сопровождалась сколько-нибудь значительным горообразованием и привели к образованию синклиналиев.

По характеру тектонического строения в пределах Субвариссийского прогиба различают «беспрепятственное» и «заторможенное» развитие вариссийского тектогенеза. Причины этого, вероятно, заключаются в степени подвижности внешней краевой части вариссийской геосинклинали и передового прогиба.

«Беспрепятственное» развитие вариссийского тектогенеза (зигенотипное вариссийское развитие, по Х. Браузе [11]) характеризуется постепенным затуханием интенсивности складчатости от альпинотипных складок внутреннего борта прогиба через медиотипные до германотипных дислокаций. Оно присуще тем участкам прогиба, которые примыкают к обширным платформенным депрессиям (юго-запад Ирландии и северо-запад ФРГ).

В Южной Ирландии, которую можно рассматривать в качестве примера, выделяется южная зона альпинотипной складчатости, для которой характерны складки армориканского простирания с поперечной сланцеватостью. Севернее расположена широкая средняя зона, отделяемая Южно-Ирландским надвигом. Вдоль плоскости надвига под углом 40—50° в северном направлении серия «олд ред» надвинута на намюрские и вестфальские отложения. Она характеризуется типичной параллельной складчатостью. Однако оси складок имеют не вариссийское (армориканское) простирание, а повторяют простирание каледонских структур основания. Наклон крыльев складок снижается от 60° на южной окраине зоны до 5° на ее северной окраине. Самая северная зона уже полностью относится к области каледонской платформы. Здесь имеют место лишь следы дизъюнктивной тектоники, характерно блоковое строение, изгибы слоев имеют подчиненное значение.

Для «заторможенного» развития вариссийского тектогенеза типично резкое затухание складчатости, а также образование надвигов и покровов. Оно наблюдается там, где во внешней части впадин располагается палеомассив, характеризовавшийся преобладающей тенденцией к воздыманию или сильно ослабленной тенденцией к погружению. Примером может служить Брабантский массив в бортовой части Северо-Французско-Бельгийской впадины передового прогиба. В этой впадине складки отличаются крутыми наклонами осевых плоскостей. Вследствие большой стабильности Брабантского массива, который препятствовал нормальному развитию вариссийского тектогенеза, докаменноугольные серии Арденн по надвигу «Айфдиен» были надвинуты на карбон на расстояние в 45 км. В свою очередь каменноугольные отложения угленосного бассейна также надвинуты в северном направлении на Брабантский массив по большому количеству пологих надвигов с небольшими углами наклона и значительной амплитудой [10]. Верхний девон южной окраины Брабантского массива складчатости не подвержен, в то время как позднепро-

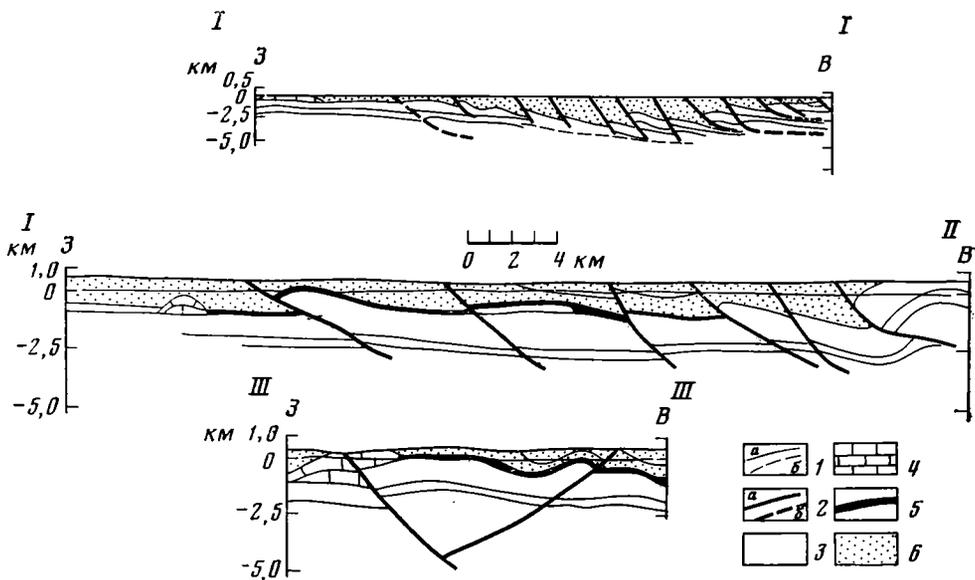


Рис. 3. Геолого-структурные разрезы Предуральского краевого прогиба I—I — Тасуба — Апузово — Ургалы, II—II — Николаевка — Архлатыши, III—III — Шиханский клиновидный блок. 1 — стратиграфические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — линии надвигов: а — достоверные, б — предполагаемые; геологические фации: 3 — платформенные, 4 — рифовые, 5 — депрессионные, 6 — молассовые

терозойские образования Арденн испытали на себе интенсивную складчатость скалывания.

Удаленные от внешнего края варисцид впадины характеризуются исключительно германотипными дислокациями. Такова, например, внутренняя складчатая структура Мекленбургско-Поморской и Люблинской впадин, где складки имеют типичный блоковый характер и наклоны их крыльев не превышают обычно 10° .

Складчатые деформации краевого прогиба в перекрывающих их отложениях платформенного чехла прямого отражения не находят.

Предуральский крайовой прогиб. В последние годы глубоким бурением, а также детальными геолого-геофизическими исследованиями установлено, что главными структурами, определяющими стиль тектоники краевого прогиба являются региональные надвиги, прослеживающиеся параллельно складчатому Уралу на многие десятки, иногда сотни километров. Эти надвиги разделяют многочисленные тектонические пластины, надвинутые одна на другую с востока (рис. 3). Надвиги затронули породы широкого стратиграфического диапазона — от верхнего докембрия до триаса включительно, что свидетельствует о послетриасовом завершении их формирования. Имеются данные о более раннем возрасте надвигов, расположенных в восточной части Предуральского прогиба и на западном склоне Урала [4]. Вполне вероятно, что формирование надвигов происходило длительно и постепенно мигрировало с востока на запад. Вдоль фронтальных частей пластин прослеживаются зоны линейных антиклинальных складок с более крутыми западными крыльями. Размеры складок колеблются от $5\text{—}25 \times 1,5\text{—}3,0$ км, высота их достигает 500 м. В тылу тектонических пластин развиты обычные куполовидные поднятия платформенного облика с падением пород на крыльях под углами $3\text{—}5^\circ$. Размеры их чаще небольшие и составляют в поперечнике $5\text{—}10$ км при высоте до 200 м. Часть пластин осложнена надвигами встречного, т. е. западного падения и субмеридионального простираения. Прорезая не всю толщину пластины, такие надвиги формируют своеобразные клиновидные блоки, ограниченные с обеих сторон поверхностями надвигов (см. рис. 3, III—III). Вдоль западного и восточного краев клиновидные блоки смяты в асимметричные линейные складки. Центральная же их часть обычно — моноклираль с пологим восточным падением слоев.

Последовательность формирования перечисленных структур представляется в следующем виде. В слоистой толще пород под действием горизонтального сжатия возникает послойный срыв, переходящий вблизи фронтальной части в надвиг, пересекающий породы под углом к их напластованию. При этом создается структурная форма, ограниченная снизу поверхностью надвига и имеющая вид пластины. Перемещаясь по поверхности надвига, тектоническая пластина во фронтальной, утоненной части сминается, образуя линейную антиклинальную складку с более крутым (иногда подвернутым) внешним крылом. При этом тыловая часть тектонической пластины коробится с формированием пологих куполовидных структур платформенного типа. На ряде структур можно проследить, как прижатая к надвигу антиклинальная складка с глубиной выполаживается, а ее внешнее более крутое крыло срезается надвигом. Местами тектонические пластины осложняются надвигами встречного, западного падения, что приводит к возникновению упоминавшихся клиновидных блоков, для которых также характерна осложненность по краям линейными складками с более крутыми внешними крыльями. Образование клиновидных блоков, вероятно, происходит при возникновении упора во фронтальной части тектонической пластины и значительных сил трения, препятствующих ее продвижению. При этом осложняющие сколы встречного падения, прорезая тектоническую пластину, разобщают ее на отдельные блоки, имеющие в поперечном сечении форму клина. Под действием горизонтального сжатия клиновидные блоки выжимаются вверх, крылья их сминаются в крутые антиклинальные складки, а центральные части приобретают форму пологих синклинальных прогибов.

Кровля кунгурской соленосной формации Предуральяского прогиба образует серию линейных, иногда прерывистых поднятий субмеридионального, уральского простираения. Данные бурения показали, что кунгурские валы генетически связаны с надвигами и расположенными непосредственно восточнее подсолевыми линейными антиклиналями.

Соляные валы по результатам бурения также связаны с надвигами, но в отличие от антиклинальных складок подсолевого ложа приурочены к висячим (противоположным) крыльям этих надвигов [4, 5]. Механизм образования соляных структур может быть сведен к нагнетанию галогенных пород в сильнотрещиноватые и интенсивно дробленные зоны надвиговых дислокаций под действием гравитационного выжимания их из соседних участков, что подтверждают и лабораторные эксперименты. Определенную роль играет, по-видимому, и «бульдозерный» механизм тектонического скручивания масс солей перед фронтом движущейся аллохтонной пластины. Эффект такого явления может оказаться существенным при значительных горизонтальных перемещениях.

IV. ВЫВОДЫ

Рассмотренные краевые прогибы, их структурное положение, формации и история развития ярко демонстрируют известные положения о том, что тектонические структуры этого типа закладываются и развиваются в тесной связи платформенной области и геосинклинальной системы, испытывающей орогенез. Основной тектонический импульс исходит из орогенной области, но структура платформенного фундамента прогибов, его блоковое строение, оказывает весьма существенное влияние на внутреннее расчленение краевого прогиба.

Характер развития краевого прогиба в значительной мере определен активностью орогенной системы. В этой связи обращает на себя внимание более полное развитие Предуральяского прогиба: наличие зоны некомпенсированных депрессий, большая роль горизонтальных тектонических перемещений во внутренней структуре. Этот прогиб связан с развивавшейся гораздо более активно Уральской системой (крупнейший офиолитовый пояс, мощное развитие покровных структур с выведенными к дневной поверхности фрагментами палеоокеанического субстрата, несравнимо более полно развитый орогенный гранитоидный магматизм и т. д.).

Стиль внутренней тектоники обоих прогибов определяется в основном горизонтальными тектоническими напряжениями с надвиганием орогенной системы на прилегающую платформу.

Литература

1. Буш В. А., Катцунг Г., Кирсанов В. В., Кирюхин Л. Г. Орогенные позднепалеозойские структуры Центральной Европы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 1, с. 81—95.
2. Дикенштейн Г. Х., Глушко В. В., Соловьев Б. А. и др. Месторождения нефти и газа Северо-Западно-Европейской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1975. 207 с.
3. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972, с. 399.
4. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974, с. 240.
5. Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Казанцев Ю. В. Некоторые вопросы строения каменноугольных отложений Южного Приуралья.— В кн.: Стратиграфия и геология карбона Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1975, с. 129—135.
6. Кузькова Н. Н., Тимонин Н. И., Черемных В. А. Палеогеография артинского века (карта 31). Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя северного Приуралья. Л.: Наука, 1972.
7. Пейх Г. Ю. Сравнение тектонического развития варисцид Южного Урала и Средней Европы во время формирования флиша.— В кн.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 85—97.
8. Штале Г. Варисцидское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
9. Vogdanov A. A. Einige Bemerkungen über Randsenken.— Z. angew. Geol., В. 3, 1957, I, p. 17—20.
10. Bouroz A. Le Carbonifere du Nord de la France.— Ann. Soc. geol. Nord, Lille 83, 1969, p. 47—65.
11. Brause H. Ur-Europa und das gefaltete sachaische Paläozoikum.— Ber. dtsh. Gesellsch. geol. Wiss. A, В. 15, 1970, 3, 8, p. 327—367.
12. George T. M. British Regional geology, South Wales. 3 Sdit. L.: Her. Majesty's stationary Office, 1970. 152 p.
13. Hedemann H. A., Fabian H. J., Fiebig H., Rabitz A. Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung.— С. г. 7. Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonif., 1971. Krefeld I, 1972, p. 30—47.
14. Katzung G., Krull P. Gliederung und Entwicklung der variszischen Molassen in der Mitteleuropäischen Senke.— Vortrag, gehalten auf der 22. Jahrestagung der Gesellschaft der geol. Wissensch. d. DDR. Dresden, 1975, p. 25—42.
15. Kellaway G. A. The Upper Coal Measures of South-West England compiled with those of South Wales and the southern Midlands.— G. R. 6. Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonif., 1967. Meastricht III, 1970, p. 1039—1056.
16. Krull P. Paläogeographische und paläotektonische Entwicklung des Siles in Mittel- und Nordwesteuropa: Dissertation Humboldt — Univ., Berlin, 1974. 320 p.
17. Kulick J. Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente in Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen. Krefeld 2, 1960, 1, p. 243—288.
18. Pfeiffer N. Der Magdeburg-Flechtinger Kulm und seine stratigraphische und regionale Stellung.— Geologie, В. 16, 1967, p. 781—790.
19. Rönlich P. Beitrag zur Stratigraphie, Paläographie und Tektonik des Nordmährischen Devons.— Acta Univ. Carolinae Geol., Praha I, 1958, p. 77—101.
20. Schmidt H. Nach Goniatiten gegliederte im sauerlandischen Kulm.— Decheniana, Bonn 101, 1944, AB, p. 49—63.
21. Schroeder E. Grandaspekte eines geotektonischen Vergleiches zwischen Sudural und dem mitteleuropäischen Variszikum.— Geologie, 1972, v. 21, № 4/5, p. 30—45.
22. Wachendorf H. Wesen und Herkunft des westfälischen Flözleeren.— Geol. Jb., Hannover 82, 1966, p. 705—754.

НПО «Аэрогеология»
ИГНБФАН СССР
ЦГИ, Берлин
ВНИГНИ

Поступила в редакцию
21.IV.1981

УДК 551.242.4

РАЗВАЛЯЕВ А. В.

ДОРИФТОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ КРАСНОМОРСКО-АДЕНСКОЙ ЗОНЫ

На примере Африкано-Аравийского рифтового пояса и других рифтовых зон мира показано, что рифтообразованию предшествуют определенные тектоно-магматические процессы, составляющие специфическую особенность дорифтового этапа развития рифтовых зон. Характерными чертами дорифтового этапа являются длительность и цикличность возбуждения мантии. Устойчивое проявление эндогенных режимов на дорифтовом этапе в строго локализованных линейных зонах позволяет рассматривать последние в качестве «рифтогенных стволов», предопределяющих положение будущих рифтов. Известная противоречивость рифтогенеза, проявленная в его унаследованности и автономности, позволяет развить существующие представления о принципе унаследованности, углубив его понятием унаследованности на уровне эндогенных режимов.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы все больше исследователей склоняются к тому, что рифтогенез не случайный эпизод в эволюции Земли, что рифтовые структуры формируются в областях со специфическим геологическим строением и историей. Впервые на это обратил внимание В. Е. Хаин [40], отметив связь рифтогенеза со своеобразными поясами, претерпевшими повторный орогенез и метаморфическую регенерацию. Впоследствии эта зависимость отмечалась Н. А. Божко [5], В. В. Белоусовым [3], Е. А. Долгиновым, В. М. Моралевым, В. П. Поникаровым [12], Е. Е. Милановским [26, 28] и др. Из зарубежных геологов элементы такого подхода содержатся в работах В. С. Файфа, О. Х. Леонардса [50, 52], Р. Б. Мак-Конелла [53, 54] и др. Установлено также, что рифтогенез уходит своими «корнями» в далекое геологическое прошлое. Геодинамическая обстановка растяжения, присущая рифтогенезу, существовала в протерозое и архее. В истории Земли структуры, сходные с современными континентальными рифтами, формировались в течение пяти основных этапов, древнейшим из которых является катархейско-архейский [28]. Как показали недавние исследования, в рифтогенном режиме развивались древнейшие образования докембрия — зеленокаменные пояса [11, 36].

В настоящее время выявлена зависимость морфологии континентальных рифтовых зон от структуры фундамента («рамы»), на которой они развиваются. Установлено, что эта зависимость проявляется по меньшей мере в двух аспектах: структурном и геонисторическом. В структурном плане она выражается в наследовании рифтами простираций древних складчатых зон, разломов, зон трещиноватости и других элементов строения субстрата, его анизотропии. Следует отметить, что эта сторона континентального рифтогенеза достаточно хорошо изучена и, как показано Е. Е. Милановским [26, 27], С. И. Шерманом [43], А. Ф. Грачевым [9, 10], Н. А. Флоренсовым и Н. А. Логачевым [38] и другими на примере Байкальского, Восточно-Африканского и других кайнозойских рифтов, такое наследование представляет собой явление довольно распространенное.

В. Е. Хаиным [40], Е. Е. Милановским [26], Н. А. Логачевым [23, 24], Н. А. Божко [6], Е. А. Долгиновым, В. М. Моралевым, В. П. Поникаровым [12], Е. А. Долгиновым, В. П. Поникаровым, А. В. Разваляевым [14] было показано, что более глубокая связь континентального рифтогенеза состоит в приуроченности его к областям докембрийских структур, которые ко времени рифтогенеза сохранили большую тектоническую актив-

ность, а следовательно, и эндогенный режим, характеризующийся более значительным разогревом недр, и как бы не исчерпавших свой энергетический потенциал не только в докембрии, но и в фанерозое. Такими областями являются пояса, испытавшие внегеосинклинальную тектоно-магматическую активизацию, причем неоднократно (Мозамбикский, Ливийско-Нигерийский — в позднем рифее — раннем кембрии; Гренвильский и Дальсландский — в среднем рифее). Установлено также, что континентальный рифтогенез предпочтительно развивается на фундаменте, главнейшими чертами которого являются мафический профиль и глубокая тектоно-термальная переработка [6, 7].

Вместе с тем выяснилось, что отмеченные выше закономерные особенности рифтогенеза все же не исчерпывают всех геосторических предпосылок континентального рифтогенеза. Стало очевидным, что степень развития рифтогенеза в разных регионах при сходстве их докембрийской предистории существенно различна. Следовательно, наряду с выявленными закономерностями рифтогенез зависит от ряда других причин, большое значение в понимании которых сыграли представления Е. Е. Милановского, выделившего эмбриональную стадию развития («созревания») кайнозойских рифтов, характеризующуюся проявлением щелочного магматизма задолго до формирования континентальных рифтов и как бы предваряющую образование последних. Развитие этих представлений на примере Африкано-Аравийского рифтового пояса и других рифтовых зон привело автора к идее выделения дорифтового этапа в истории континентального рифтогенеза. Под дорифтовым этапом мы понимаем всю совокупность тектоно-магматических процессов, имевших место после формирования зрелой континентальной коры в той или иной области рифтогенеза до структурно-морфологического оформления в ней рифта [34].

ДОРИФТОВЫЙ ЭТАП И ПРИНЦИПЫ ЕГО ВЫДЕЛЕНИЯ

В рассматриваемом аспекте проблемы Африкано-Аравийский рифтовый пояс в целом и Красноморская рифтовая зона в частности служат хорошим полигоном для выяснения геосторических предпосылок рифтогенеза, поскольку образованию кайнозойского рифта здесь предшествовало широкое проявление внегеосинклинального магматизма — основного показателя эндогенного режима областей континентального рифтогенеза на дорифтовом этапе их развития.

Развитие Красноморской рифтовой зоны на постгеосинклинальном этапе, последовавшем за консолидацией позднепротерозойского Красноморского складчатого пояса [41], характеризуется длительной тектоно-магматической активизацией, охватившей почти весь палеозой и мезозой. Активизация появилась в заложении новых и обновлении старых разломов и магматизма. На дорифтовом этапе развития Красноморской зоны были сформированы щелочно-габброидная, щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая), толеит-базальтовая, нефелин-щелочно-сиенитовая и щелочно-гранитоидная формации. Щелочно-ультрасосновная формация имеет подчиненное развитие. Дорифтовый глубинный базальтоидный (щелочный и толеитовый) магматизм отмечается на следующих возрастных уровнях: 770—450, 290, 250, 185, 120 и 80 млн. лет. Чередующийся или одновременный с ним щелочно-гранитоидный магматизм корового уровня генерации магмы также характеризуется длительностью проявления и установлен на следующих возрастных рубежах: 570—450, 185, 120 и 50 млн. лет [34].

Своеобразная форма проявления дорифтового магматизма в Красноморской зоне рифтогенеза — сложные вулканоплутонические комплексы центрального типа (рис. 1). Магматические комплексы центрального типа Красноморской рифтовой зоны представляют собой сложные гетерогенные полиформационные образования длительного развития. Диаметр их изменяется от первых километров до 15—20 км. Формирование кольцевых интрузий охватывает широкий возрастной диапазон: от венда до кайнозоя. В настоящее время по радиологическим данным выделяются

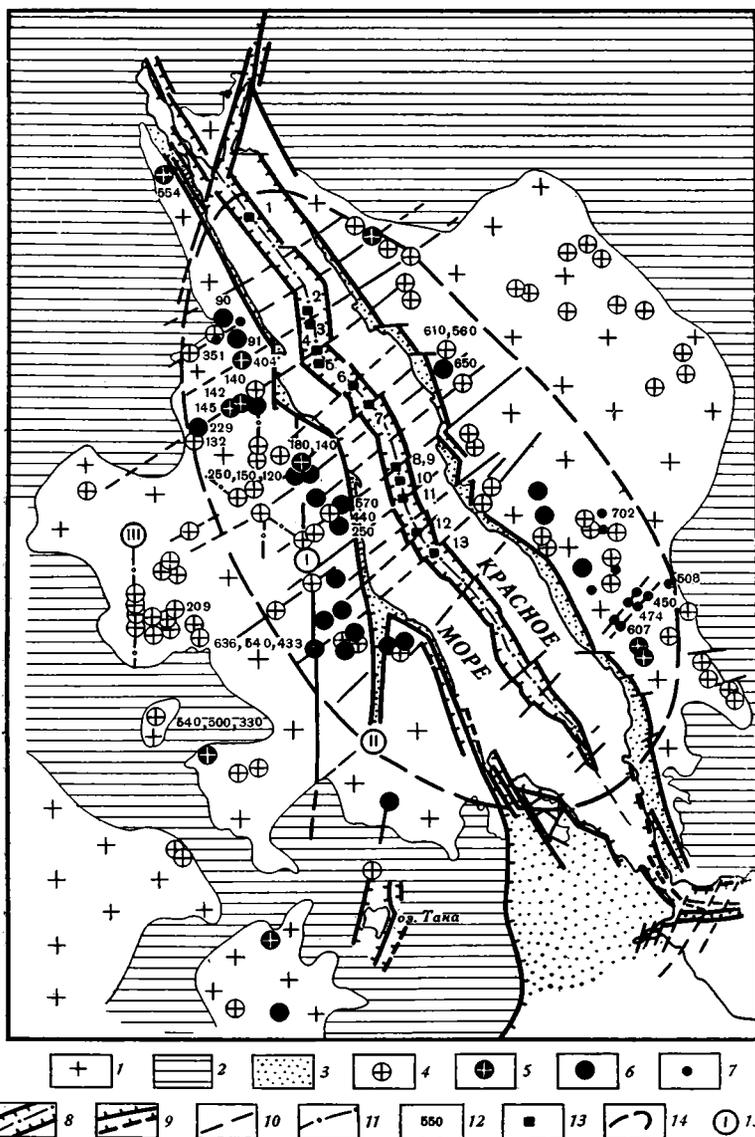


Рис. 1. Схема размещения магматических комплексов центрального типа Красноморской рифтовой зоны

1 — докембрийский фундамент Африкано-Аравийской платформы; 2 — фанерозойский чехол Африкано-Аравийской платформы; 3 — вулканогенно-осадочные образования рифтовых впадин; 4—6 — кольцевые интрузии: 4 — щелочно-гранитоидного состава; 5 — щелочных и нефелиновых сиенитов, 6 — щелочно-габбронидного состава; 7 — дифференцированные интрузии основного состава; 8 — осевой трог впадины Красного моря; 9 — рифтовые разломы; 10 — поперечные разломы Красноморской рифтовой зоны; 11 — разломы, трансформируемые цепочками кольцевых интрузий; 12 — радиологический возраст (млн. лет) (Rb/Sr- и K/Ar-методы); 13 — глубоководные (термальные) впадины Красного моря: 1 — Океанограф, 2 — Кебриг, 3 — Гипсовая, 4 — Вема, 5 — Вальдивия, 6 — Нерреус, 7 — Тегус, 8, 9 — Атлантис, Дискавери, 10 — Шагара, 11 — Эрба, 12 — Порт Судан, 13 — Суакин; 14 — ареал базальтоидной активизации дорифтового этапа Красноморской рифтовой зоны; 15 — главные субмеридиональные зоны глубинных разломов (I — Диибский, II — Баракский, III — Нильский)

следующие эпохи их формирования: 650, 550, 450, 400, 350, 290, 230, 180, 140, 120 и 90 млн. лет, т. е. они образовались в венде, кембрии, ордовике, силуре, девоне, перми, юре, мелу и палеогене [32, 33, 55, 56]. Не установлены они лишь в карбоне и триасе.

Выявляется длительность формирования интрузий центрального типа не только Красноморской рифтовой зоны в целом, но и отдельных комп-

лексов. Так, период формирования отдельных интрузий изменяется от 35—50 (Абу Хурук) до 330 млн. лет (Салала). При этом древние, в основном вендские и раннепалеозойские, комплексы характеризуются наиболее длительным периодом развития, равным 100—200 млн. лет и больше. Период развития более молодых интрузий не превышает первых десятков миллионов лет (50—60). В распределении кольцевых интрузий по возрасту намечается определенная закономерность, а именно наиболее древние расположены в центральной части обрамления Красного моря, более молодые — по периферии (см. рис. 1).

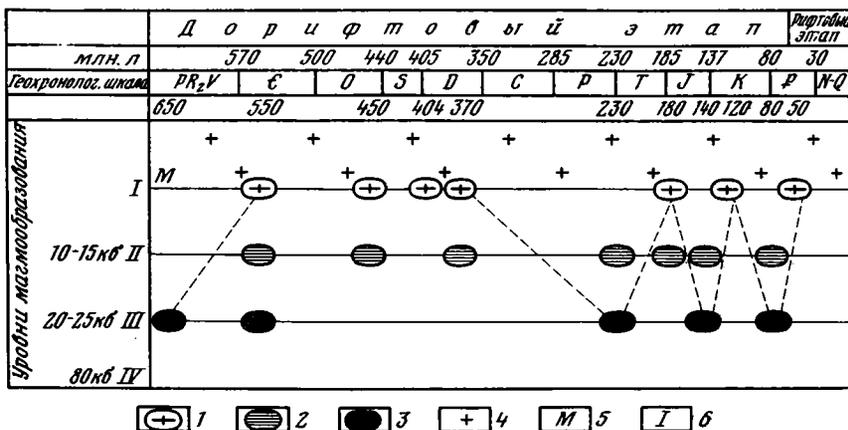


Рис. 2. Обобщенный график цикличности уровня магмогенерации в магматических кольцевых комплексах Красноморской рифтовой зоны
 Очаги магмогенерации: 1 — щелочных гранитов, 2 — нефелиновых и щелочных сиенитов, 3 — щелочных габбро, 4 — земная кора, 5 — граница Мохо, 6 — уровни магмогенерации (кбар)

Среди кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны выделяются три главные формационные группы щелочных пород: 1) щелочно-габброидная, 2) нефелиновых и щелочных сиенитов и 3) щелочно-гранитоидная. Анализ латеральных и вертикальных формационных рядов кольцевых интрузий позволяет сделать ряд выводов о характере развития дорифтового эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны. Прежде всего выявляется его цикличность, устанавливаемая по смене уровня магмогенерации (рис. 2). В эволюции дорифтового эндогенного режима выделяются три полных цикла смены глубинности уровня магмогенерации. Длительность первого из них равна 420 млн. лет, второго и третьего соответственно 80 и 70 млн. лет. Первый цикл отвечает венду и палеозою. Кривая уровня магмогенерации первого цикла приблизительно симметрична. Растянutosть цикла во времени отражает устойчивое возбуждение эндогенного режима на уровне щелочно-гранитоидной формации в течение кембрия, ордовика, силура и девона. Кривые смены уровня магмогенерации второго и третьего циклов приблизительно соизмеримы. По времени эти циклы отвечают мезозою с максимумами уменьшения глубины уровня магмогенерации на рубеже 180 и 120 млн. лет.

Формационный анализ магматических комплексов центрального типа позволил выявить ряд особенностей развития Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе, вероятно, выходящих за рамки региональной значимости. Это прежде всего: 1) приуроченность максимума эндогенного возбуждения к границе докембрия и фанерозоя (~550 млн. лет), 2) приуроченность к границе палеозоя и мезозоя резкой смены характера цикличности уровней магмогенерации, проявленной в повышенной контрастности эндогенного режима в мезозое и кайнозое.

Таким образом, магматизм в форме кольцевых интрузий в Красноморской рифтовой зоне наряду с проявлением его в определенные эпохи повышенной активности подчинялся крупной цикличности, соотносящей-

ся по времени с глобальными реперами геологической истории, такими, как границы докембрия и палеозоя, палеозоя и мезозоя или с границами эпох, заметно выделяющихся существенной перестройкой геологической истории, а также сопровождающихся глобальной трансгрессией морей и фазами раскрытия океанов (позднеюрская и позднемеловая).

Проведенное исследование позволило подойти к количественной оценке эндогенного режима дорифтового этапа. Для этого, обозначив на рис. 2 уровни магмогенерации римскими цифрами, а арабскими — количество возрастных рубежей их проявления, характеристику эндогенного режима той или иной рифтовой зоны можно представить в виде отношения этих чисел. Для Красноморской рифтовой зоны это соотношение в порядке уменьшения глубины уровня магмогенерации следующее: IV—0, III—5, II—7, I—7 или 0:5:7:7, для Байкальской—0:1:3:3. Предлагаемая форма количественной оценки эндогенных режимов дает представление о количественном соотношении возрастных рубежей и уровней магмогенерации. И хотя данный подход не содержит информации о масштабах магматизма, его все же можно рассматривать в качестве первого шага на пути к разработке методики сравнительной оценки дорифтовых эндогенных режимов.

Известно, что щелочный магматизм в форме кольцевых интрузий обнаруживает четкий дизъюнктивный тектонический контроль. В этом отношении материал по Красноморской рифтовой зоне не исключение. Кольцевые интрузии контролируются характерными для данного региона Африки разломами северо-западного (красноморского), северо-восточного (акабского) и субширотного (средиземноморского) направлений [33]. Исследования в Судане и Египте показали, что наряду с этим существенная роль в размещении кольцевых интрузий принадлежит крупным субмеридиональным зонам разломов глубинного заложения и длительного развития, главнейшими из которых являются Диибская, Баракская и Нильская [17, 32]. Разломы этого направления играют важную роль в строении Красноморского рифта, определяя простираения его субмеридиональных сегментов, что значительно расширяет наши представления о строении Красноморской рифтовой зоны и ее соотношении с Восточно-Африканским рифтовым поясом [31].

Чрезвычайно интересной представляется связь кольцевых интрузий с поперечными разломами Красноморского рифта. На рис. 1 видно, что кольцевые интрузии группируются в отдельные линейные зоны северо-восточного простираения, совпадающие с разломами этого направления. Геолого-геофизическими исследованиями в центральной части западного обрамления Красного моря установлено, что эти разломы имеют древнее, позднерифейско-вендское заложение: формирование их происходило на орогенном этапе развития позднепротерозойской геосинклинали, а также в течение палеозоя и мезозоя, что устанавливается приуроченностью к ним кольцевых интрузий этого возраста. В геофизических полях они проявлены полосовидными зонами дифференцированного магнитного возбуждения и гравитационными ступенями [17]. На их простираении в осевом трого Красного моря располагаются поперечные (трансформные) разломы, выделенные по магнитным полям и батиметрии [47—49]. Чрезвычайно интересно также то обстоятельство, что в большинстве случаев на продолжении континентальных разломов в осевом трого Красного моря располагаются глубоководные впадины, такие, как Атлантис, Дискавери, Вальдивия и др. (см. рис. 1).

С учетом данных карты магнитных полей [45] эта закономерность распространяется на весь север Красноморской рифтовой зоны. Такая исключительная сходимость в размещении глубоководных впадин осевого трого Красного моря и поперечных разломов на континентальной коре, по-видимому, не может быть случайной. Наиболее вероятное объяснение этому то, что структурно-вещественные комплексы зон разломов наиболее предрасположены к рифтогенному процессу. Этот факт можно интерпретировать как признак приспособляемости рифтогенного процесса к древней анизотропии фундамента («рамы»), на котором разви-

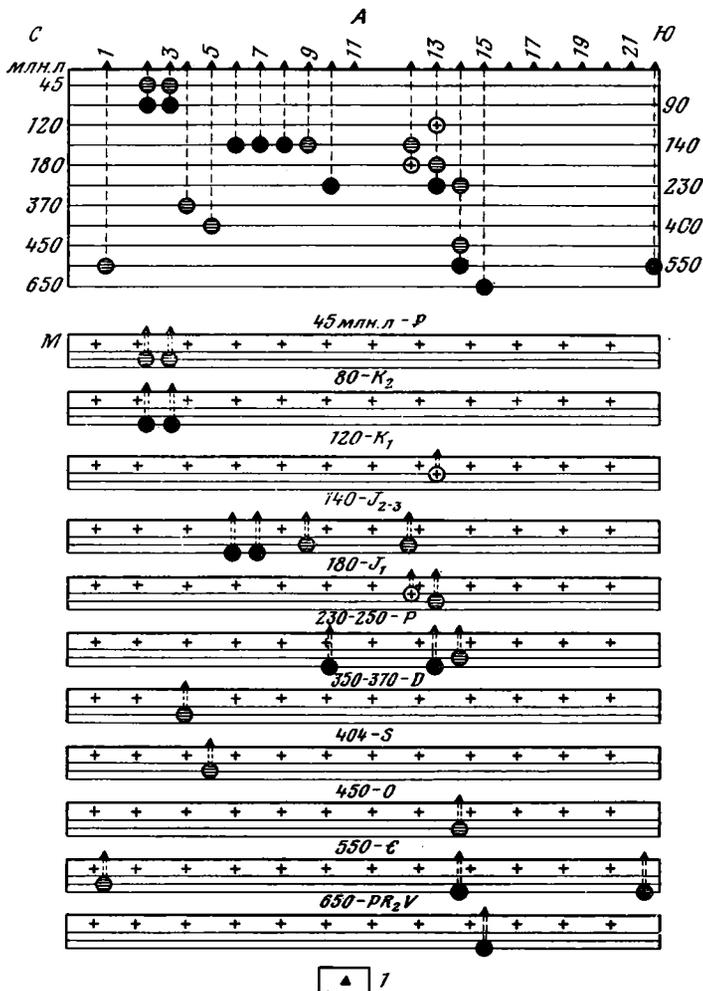


Рис. 3, А

вается рифт. Из-за ограниченности объема статьи нет возможности останавливаться подробнее на дизъюнктивном контроле кольцевых интрузий и его влиянии на структурный план Красноморского рифта. Отметим лишь, что симметричность строения Красноморской рифтовой зоны и сопряженность структурного плана рифта с разломами преимущественно северо-западного и субмеридионального простираний свидетельствуют о зависимости рифта от дорифтового структурного плана. Кайнозойский рифт Красного моря как бы «выколосся» по этим разломам, развивавшимся на дорифтовом этапе.

Анализ пространственного размещения кольцевых интрузий в более широком плане, выходящем за рамки дизъюнктивного контроля, показал, что в распределении их по составу намечается определенная закономерность. Кольцевые интрузии щелочно-габброидной формации и формации дифференцированных интрузий основного состава развиты в центральной части обрамления Красного моря. Причем они являются самыми древними по возрасту. Ареал распространения их имеет форму овала, трассирующего самые ранние очаги дорифтового возбуждения мантии. Важно подчеркнуть, что с длинной осью овала совпадает рифт Красного моря. Менее глубинные по уровню генерации магм интрузии нефелин-сиенитового и щелочно-гранитоидного состава занимают преимущественно периферийное положение в Красноморской рифтовой зоне (рис. 3). Следовательно, в направлении от центра Красноморской рифтовой зоны к ее

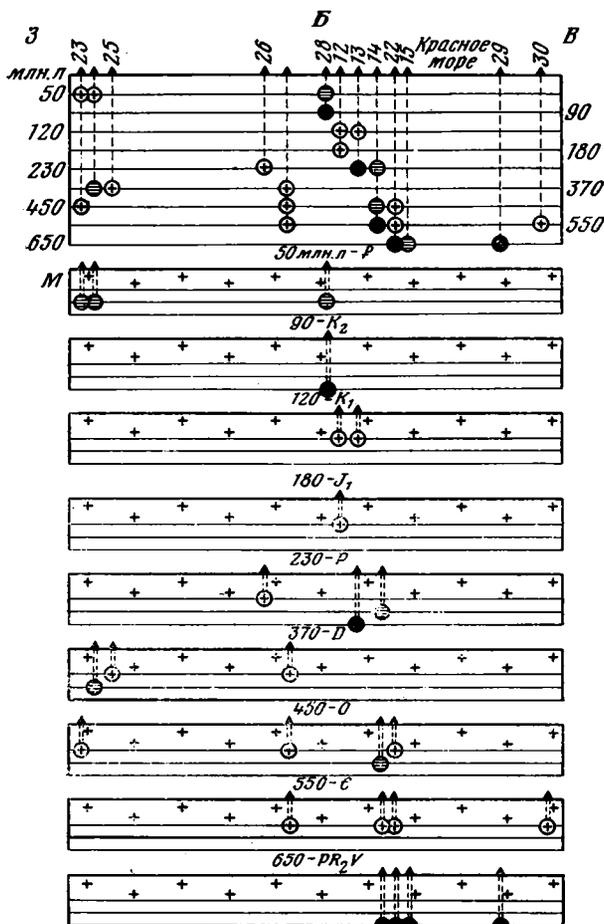


Рис. 3. Формации магматических кольцевых комплексов и этапы их формирования

Палеотектонические разрезы Красноморской рифтовой зоны: А — по простиранию, Б — вкрест простирания. 1 — магматические комплексы центрального типа: 1 — Диб, 2 — Абу Хурук, 3 — Эль-Кахфа, 4 — Тарбие, 5 — Зарка Наам, 6 — Эль-Тахтани, 7 — Эль-Фокани, 8 — Эль-Нага, 9 — Мишбех, 10 — Гезира, 11 — Мансури, 12 — Ум Шибрик, 13 — Анкур, 14 — Салала, 15 — Саса, 16 — Кур, 17 — Эйт, 18 — Одрус, 19 — Тамен, 20 — Хая, 21 — Тахамиям, 22 — Техила, 23 — Бабоир, 24 — Арченко, 25 — Увейнат, 26 — Абу-Нахл, 27 — Собалока, 28 — Кейли, 29 — Бахр, 30 — Ал-диахин. Другие условные обозначения см. на рис. 2

периферии происходит смена уровня магмогенерации и как бы экспансия эндогенного режима во времени и пространстве.

Таким образом, из анализа магматизма Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе выявляется высокая температурная неустойчивость глубинных недр на уровне мантии, проявленная в смене эндогенных режимов и их пульсационном характере. Геодинамическая обстановка в мантии, по-видимому, характеризовалась неоднократным перемещением зоны магмогенерации по вертикали. Эндогенное возбуждение мантии локализовалось вдоль определенных зон, трансирующих ранние очаги дорифтового возбуждения мантии. Примечательно, что эти зоны впоследствии стали местом проявления кайнозойского рифтогенеза. Линейность зон дорифтовой активизации мантии позволяет выделять их в качестве «стволов» активизации, или «рифтогенных стволов». Отражением таких рифтогенных стволов могут быть выделяемые С. И. Шерманом [43]

для Байкальского рифта генеральные разломы, индуцирующие в последующем рифтогенез или начальные разломы — «взрезы», которые, по мнению В. В. Белоусова [4], трассируют рифтовую впадину и предшествуют ее заложению.

С позиций развиваемой нами концепции предопределенности (или унаследованности) рифтогенеза «рифтогенные стволы» представляют собой зоны длительного периодического возбуждения мантии на дорифтовом этапе развития. В кайнозойскую эпоху, характеризующуюся глобальным температурным импульсом, эти зоны («стволы») активизации оказались наиболее подготовленными для рифтогенных процессов и стали местом проявления мантийных диапиров, предопределив их линейность.

О РОЛИ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ РИФТОГЕНЕЗЕ

Важное место в развитии континентального рифтогенеза, особенно на дорифтовом этапе, принадлежит щелочному магматизму, проявленному в форме магматических комплексов центрального типа¹. Приуроченность рифтогенеза к областям длительного проявления щелочного магматизма хорошо известна и неоднократно подчеркивалась рядом исследователей [1, 2, 26, 39 и др.].

Пространственное совпадение щелочного магматизма с рифтовыми структурами наглядно проявлено в Восточно-Африканской рифтовой системе. Однако большинством исследователей эта связь признавалась на чисто эмпирической основе. Изучение пространственно-временных особенностей щелочного магматизма Африкано-Аравийского рифтового пояса, Гардарской провинции Гренландии, рифта Святого Лаврентия и других рифтовых зон показало, что последний во многих случаях действительно оторван во времени от кайнозойского или даже мезозойского рифтогенеза. Так, в Руква-Танганьикском сегменте Западного рифта щелочно-карбонатитовые комплексы являются позднепротерозойско-вендскими. В северном сегменте этого рифта (оз. Киву, район Вирунга) щелочной магматизм проявился в кембрии, перми, раннем мелу и палеогене [46]. Значительный разрыв во времени между проявлением щелочного магматизма и рифтообразованием характерен и для Красноморской рифтовой зоны [32, 34, 55], рифта Святого Лаврентия [37], Байкальской [18, 44] и других зон.

Следовательно, щелочной магматизм и рифты не находятся в простой корреляционной связи. В связи со сказанным появились представления, и на первый взгляд не безосновательные, об отсутствии его корреляции с рифтогенезом. И действительно, трудно, например, с позиций прямой связи объяснить, почему не всем проявлениям щелочного магматизма сопутствуют рифты и, наоборот, не всем рифтам предшествует щелочной магматизм. Здесь уместно отметить, что к выводу об отсутствии прямой связи между рифтогенезом и магматизмом в целом на примере Кенийского и Байкальского рифтов значительно раньше пришел Н. А. Логачев [22, 23]. Совершенно прав Л. С. Бородин [8], подчеркивающий, что щелочной магматизм не типичен для рифтогенеза, если иметь в виду только последнюю стадию (этап) этого процесса, характеризующуюся в основном уже достаточно интенсивным растяжением, т. е. далеко зашедшим процессом деструкции континентальной коры. Магматизм, как правило, на этой стадии (этапе) рифтогенеза проявляется в условиях высокого энергетического потенциала, способного выплавливать лишь слабодифференцированные щелочно-базальтоидные и толеитовые магмы. Иными словами, геодинамические и энергетические эндогенные условия на собственно рифтовой стадии не способствуют появлению глубинных, обогащенных щелочами магматических выплавок.

¹ В статье рассматриваются проявления щелочного магматизма только в форме магматических комплексов центрального типа [35].

Отмеченные выше несоответствия преодолимы, если связывать проявления щелочного магматизма не с собственно рифтогенезом, а с дорифтовым этапом. Согласно такой тектоно-магматической модели, щелочной магматизм, пространственно совпадающий на континентах с кайнозойскими рифтами, но, как правило, оторванный от них во времени, рассматривается как процесс раннего возбуждения мантии вдоль зон, в которых в последующем формируются рифты. С этих позиций щелочной магматизм, проявившийся в форме кольцевых интрузий задолго до формирования кайнозойских рифтов, отвечает этапу как бы «созревания» (термин Е. Е. Милановского [26]) последних. Таким образом, из развиваемых нами положений следует, что щелочной магматизм пространственно совпадает с областями рифтогенеза, характерен для дорифтового этапа их развития и генетически связан с ранними стадиями возбуждения мантии.

Другой аспект проблемы соотношения щелочного магматизма и рифтогенеза состоит в том, почему далеко не все пояса щелочного магматизма сопровождаются рифтообразованием. Наиболее благоприятными для континентального рифтогенеза оказываются те обстановки, в которых щелочной магматизм на дорифтовом этапе неоднократно чередуется с менее глубинным базальтоидным (Красноморская рифтовая зона, Танганьикская и Руква-Ньясская ветви Восточно-Африканского рифтового пояса, Байкальская рифтовая зона). В случае же проявления только щелочного магматизма энергетический потенциал мантии при всех прочих равных условиях (состав субстрата, его мощность, степень жесткости, анизотропия и др.) оказывается недостаточным для деструкции континентальной коры, и наоборот, чрезвычайно интенсивный эндогенный режим приводит к генерации огромных масс слабодифференцированных базальтов и рассредоточенному, ареальному их излиянию с образованием обширных трапповых полей.

Следовательно, щелочной магматизм не приводит непосредственно к рифтогенезу. Он предшествует образованию рифтов, сопровождает их развитие, является характерной, но не определяющей их чертой. Наиболее активно щелочной магматизм «работает» при прогрессивно-рекуррентном типе дорифтового эндогенного режима, главнейшими чертами которого являются длительное, устойчивое повторно-возвратное возбуждение мантии [34].

О СООТНОШЕНИИ ДОРИФТОВОГО И РИФТОВОГО СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ И ПРИНЦИПЕ УНАСЛЕДОВАННОСТИ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ РИФТОГЕНЕЗЕ

В эволюции тектонических структур постоянно проявляются две противоположные взаимосвязанные тенденции: их унаследованность и наложенность [30]. Поэтому определение степени унаследованности предусматривает выявление количественного соотношения этих тенденций. Традиционно принцип унаследованности в геологии понимается как соотношение молодых и древних тектонических структур по степени сходства их местоположения в пространстве, масштабу, направленности и интенсивности движений. Соотношение новейшего структурного плана Красноморской рифтовой зоны с дорифтовым позволяет расширить рамки понимания принципа унаследованности и рассматривать его с более широких позиций.

В структурном аспекте выявление унаследованности сводится к установлению степени соответствия рифтогенных пликативных и дизъюнктивных структур с анизотропией субстрата («рамы») рифтогенеза. Этот простейший случай отражает унаследованность или наложенность структур на коровом уровне. Красноморская рифтовая зона на этом уровне в целом является структурой наложенной. При этом степень ее наложенности резко меняется по простиранию. Максимально она проявлена в центральном сегменте, где Красноморский рифт под большим углом пере-

секает докембрийские структуры Судано-Аравийского складчатого пояса [17, 31, 51]. Интересно, что именно в этой части Красноморского рифта рифтогенез наиболее интенсивен. Здесь расположены глубоководные впадины с горячими металлоносными рассолами, сконцентрированы эпицентры землетрясений, т. е. максимально проявлен эндогенный режим. На первый взгляд подобное соотношение является парадоксальным. Но оно становится понятным, если учесть, что именно в центральной части Красноморский рифт максимально наследует дорифтовый эндогенный режим.

Вероятно, подобное соотношение можно рассматривать как признак взаимоотношения рифтогенеза и его субстрата на разных уровнях: мантийном и коровом, между которыми возможны расхождения. В случае Красноморского рифта определяющим является северо-западное структурное направление, подготовленное всей историей дорифтового этапа возбуждения мантии, т. е. глубинный мантийный процесс, сформировавший резко наложенную и в некотором роде независимую рифтовую структуру Красного моря, как бы «преодолеет» менее глубинную (коровую) анизотропию субстрата.

Следовательно, в развитии рифтогенеза, как, вероятно, и других процессов тектогенеза, нужно различать унаследованность на мантийном и коровом уровнях. При этом степень соотношения унаследованности и наложенности на этих уровнях может резко меняться: от унаследованного на мантийном уровне до наложенного (дискордантного) на коровом, как в случае Красноморского рифта. Этот вывод хорошо согласуется с представлениями А. В. Пейве [30] о том, что «в развитии определенных тектонических форм следует различать: 1) крупные глубинные тектонические структуры и 2) мелкие поверхностные тектонические образования» (с. 14). Выделенные нами дорифтовые «стволы» активизации отвечают крупным глубинным тектоническим структурам (по А. В. Пейве), для которых характерно длительное унаследованное развитие.

Выделение дорифтового и собственно рифтового этапов и характера их соотношения в областях континентального рифтогенеза показывает, что разработанные Н. С. Шатским, А. В. Пейве, А. Л. Яншиным, В. Е. Ханым и др. теоретические представления о принципе унаследованности в тектонике применимы и к рифтогенезу. Как отмечает А. В. Пейве [30], «в проблеме тектонической унаследованности можно различить три стороны: 1) унаследованность тектонического плана, 2) унаследованность тектонических форм и 3) унаследованность тектонических движений». С позиций выделения дорифтового этапа и соотношения его с рифтовым на мантийном и коровом (структурном) уровнях мы предлагаем дополнить эти основополагающие признаки четвертым признаком — унаследованностью эндогенных режимов.

Принцип унаследованности применительно к рифтогенезу тесно связан с вопросом о характере границы дорифтового и рифтового этапов развития зон континентального рифтогенеза. Мы уже отмечали [34], что как для дорифтового, так и для собственно рифтового этапов характерно сходство эндогенных режимов, проявленное в генерировании базальтоидных магм, чередующихся с щелочными. Эндогенный режим континентальных рифтов является как бы «сквозным». При переходе от дорифтового этапа к рифтовому цикличность эндогенного режима увеличивается, при этом длительность каждого цикла возбуждения мантии уменьшается, а количество их увеличивается, что указывает на интенсификацию тектоно-магматического процесса. Особенно наглядно эта особенность проявлена в Красноморской и Байкальской рифтовых зонах. Как отмечалось выше, в Красноморской рифтовой зоне выделяется свыше девяти эпох тектоно-магматической активизации (см. рис. 2). Длительность разделяющих их эпох относительного покоя (от венда к кайнозою) последовательно сокращалась в среднем от 100 млн. лет до 50—60, 40 и 30 млн. лет соответственно в венде — раннем палеозое, в среднем палеозое, мезозое и кайнозое. Еще отчетливее эта закономерность проявлена в Байкальской рифтовой зоне, где, по данным С. М. Замараева и его соавто-

ров [16], длительность эпох тектоно-магматической активизации равнялась 100 млн. лет для позднепалеозойской, 70 — раннемезозойской, 60 — позднемезозойской и 30—40 млн. лет — для кайнозойской эпох. Аналогичным образом изменялась и длительность эпох тектонического покоя. Нетрудно видеть, что периодичность и длительность отдельных эпох тектоно-магматической активизации Красноморской и Байкальской рифтовых зон в целом соизмеримы (хотя в Красноморской зоне таких эпох больше) и, что важно подчеркнуть, сохраняется общая тенденция ускорения тектонического процесса. Следовательно, в развитии дорифтового эндогенного режима происходит учащение тектоно-магматических импульсов, и тектогенез собственно рифтовой стадии представляет как бы последнее звено этих импульсов, являясь логическим завершением развития дорифтового эндогенного режима. В аспекте подобных представлений четкая граница в эволюции эндогенного режима дорифтового и рифтового этапов не устанавливается.

Если тип магматизма и соответственно эндогенный режим являются как бы «сквозными», то тектонические движения, их интенсивность и направленность на рифтовом этапе качественно, а главным образом количественно отличны от дорифтового. Эта новая геодинамическая обстановка характеризуется резким усилением тектонических движений, ростом в одних случаях сводовых поднятий, предшествующих образованию рифта, в других она начинается раздвиганием и грабенообразованием без существенного сводообразования, но общей чертой этого качественно нового развития зон рифтогенеза является обстановка обширного растяжения. В глубинном аспекте подобная обстановка, по-видимому, обусловлена внедрением в верхние горизонты литосферы мантийного диапира, его продвижением и последующим растеканием («разваливанием»). В геодинамике образования глубоководных рифтогенных котловин краевых морей она отвечает ранней и начальной (растекание) стадиям развития мантийного диапира [19].

Таким образом, при переходе от дорифтового этапа к рифтовому мы имеем, с одной стороны, унаследованное развитие (магматизм и его тип), с другой — новообразованное (тектонические движения, дискордантность структурных планов). В этой связи актуально звучат слова Н. С. Шатского, подчеркнутые А. В. Пейве [30], о том, что нет «чистых» унаследованных и «чистых» наложенных структур. Следовательно, в развитии Красноморской зоны рифтогенеза отчетливо проявлена как унаследованность эндогенных режимов, так и наложенность или новообразованность тектонических движений, что лишний раз подчеркивает сложность и противоречивость континентального рифтогенеза. В этом, по нашему мнению, заключена сущность континентального рифтогенеза: а именно сочетание его автономности и предопределенности (унаследованности).

Хорошо известно, что континентальный рифтогенез является характерной чертой неотектонического этапа развития Земли. Однако эпохи орогенеза (а рифтогенез — одна из его форм) возникали и на более ранних этапах геологической истории и, как сейчас установлено, имели глобальный характер [4, 20, 26, 42 и др.]. Глобальная тектоническая активизация проявляется в первую очередь там, где уже были сходные эндогенные режимы, т. е. в областях с разогретой «возбужденной» мантией. При этом эпохи глобальной тектоно-магматической активизации мезозоя — кайнозоя, накладываясь на уже существующие дорифтовые эндогенные режимы, приводят к их резкому усилению, способствуя переходу геодинамической обстановки в качественно новое состояние, вероятно, отражающее переход количества в качество. Таким образом, эпохи глобальных активизаций, существование которых в последнее время вновь подтверждается [21], ускоряют эволюцию эндогенных режимов, развивающихся в той или иной области континентального рифтогенеза. Рифтогенез проявляется именно в зоне дорифтового возбуждения мантии, т. е. ведущим фактором рифтогенеза является глубинный мантийный контроль. Следовательно, глобальные эпохи активизации можно рассматривать как ускоряющий «акселерирующий» фактор рифтогенеза.

Закономерности рифтогенеза, выявленные на примере Красноморской рифтовой зоны, характерны и для других континентальных рифтовых зон. В этом отношении наиболее показательна Байкальская рифтовая зона, для которой С. М. Замараевым и его соавторами [15, 16], В. А. Наумовым [29], Н. А. Божко [6] и рядом других развиваются сходные взгляды на природу рифтогенеза (цикличность, длительность, унаследованность развития от предшествующей истории). Эти данные в совокупности с вышеизложенным показывают, что закономерности соотношения дорифтового и рифтового структурных планов характерны для двух крупнейших континентальных рифтов мира и что вряд ли подлежит сомнению правомерность выделения дорифтового этапа в развитии континентального рифтогенеза. Вместе с тем мы далеки от мысли о том, что развитие всех континентальных рифтовых зон происходит по красноморской модели. Прежде всего следует подчеркнуть, что выявленные закономерности свойственны рифтовым зонам, развивавшимся на древних платформах, испытавших длительную тектоно-магматическую активизацию. Рифтогенез данного типа, как правило, связан с поясами тектоно-магматической активизации или тектоно-термальной переработки [5, 7, 12, 26, 40] типа Мозамбикского, Дагомейско-Нигерийского, Гренвильского, Станового и др. Именно в поясах подобного типа мы не имеем большого перерыва между тектоно-магматическими событиями, определившими основные особенности их строения, и последующей активизацией, предшествующей рифтообразованию. В Красноморской рифтовой зоне, например, дорифтовый активизационный магматизм в форме кольцевых интрузий с минимальным перерывом следует за орогенным и продолжается вплоть до кайнозойского рифтообразования.

В заключение следует отметить, что в настоящее время далеко не во всех рифтовых зонах удается с равной степенью обоснованности выделить дорифтовый этап. Особенно это касается молодых эпипалеозойских платформ, отчасти окраинно-континентальных (периокеанических) рифтоподобных погружений, и в значительной мере докембрийских зеленокаменных трогов и палеоавлакогенов. Однако отсутствие «универсальности» в выделении дорифтового этапа не может служить недостатком данного направления изучения континентального рифтогенеза и тем более аргументом против правомерности его выделения. Как отмечает Е. Е. Милановский [26], «рифтовые зоны весьма разнообразны не только по интенсивности магматических проявлений, но и по своей предыстории, общему положению, структуре субстрата, тектоническому строению, кинематике движений, истории формирования» (с. 191). Поэтому попытки вогнать все многообразие рифтовых зон в «прокрустово ложе» какой-либо одной «всеобъемлющей» модели нам также представляются методически неверными, резко сужающими границы познания рифтогенеза и упрощающими многообразие природных явлений. Классификацию большого числа типов рифтовых зон, начатую Е. Е. Милановским [25] с выделением щелевых, сводово-вулканических, эпиплатформенных, эпиорогенных и межконтинентальных рифтов, по-видимому, можно дополнить выделением унаследованных или предопределенных историко-геологических их типов.

Литература

1. *Архангельская В. В.* Щелочной магматизм и тектоника северной части Байкальской горной области.— *Геотектоника*, 1972, № 2, с. 67—73.
2. *Архангельская В. В.* Закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений. М.: Недра, 1980. 284 с.
3. *Белоусов В. В.* Некоторые общие проблемы рифтообразования.— В кн.: *Восточно-Африканская рифтовая система*. Т. III. М.: Наука, 1974, с. 254—270.
4. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978, с. 239.
5. *Божко Н. А.* Мозамбикский пояс и некоторые особенности докембрийских активизированных зон Африки.— *Геотектоника*, 1970, № 6, с. 13—23.
6. *Божко Н. А.* Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза.— В кн.: *Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон*. М.: Наука, 1978, с. 33—40.

7. Божко Н. А. Тектонико-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 5, с. 17—30.
8. Бородин Л. С. Проблема формаций щелочных пород.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974, с. 120—157.
9. Грачев А. Ф. Трещиноватость Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Планетарная трещиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973, с. 88—103.
10. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
11. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
12. Долинов Е. А., Моралев В. М., Паникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—19.
13. Долинов Е. А., Паникаров В. П., Развалев А. В. Ранние стадии развития зон рифтогенеза.— В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977, с. 83—89.
14. Долинов Е. А., Паникаров В. П., Развалев А. В. Эндеогенные режимы в связи с проблемой континентального рифтогенеза.— В кн.: Геология альпид «тетисного» происхождения. Тектоника. М.: Наука, 1980, с. 139—143.
15. Замираев С. М., Ружич В. В., Мазукабзов А. М., Рязанов Г. В., Васильев Е. П. О связи молодых континентальных рифтов с древними тектоническими структурами.— В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977, с. 23—30.
16. Замираев С. М., Васильев Е. П., Мазукабзов А. М., Ружич В. В., Рязанов Г. В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 125 с.
17. Исаев Е. И., Развалев А. В. О соотношении рифтогенного и дорифтового структурных планов (на примере Красноморского рифта).— Геотектоника, 1977, № 2, с. 39—52.
18. Конев А. А. Структурно-тектонические условия щелочного магматизма Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980, с. 65—82.
19. Левин Л. Э. Геодинамика и вулканизм глубоких окраинных и внутренних морей.— Геотектоника, 1982, № 4, с. 72—86.
20. Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.— Геотектоника, 1972, № 2, с. 3—15.
21. Леонов Ю. Г. Орогенные периоды и эпохи тектогенеза как формы проявления глобальной тектонической активности.— В кн.: Геология альпид «тетисного» происхождения. Тектоника. М.: Наука, 1980, с. 149—158.
22. Логачев Н. А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 84—93.
23. Логачев Н. А. О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон).— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975, с. 103—120.
24. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.
25. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2, с. 13—35.
26. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976, 278 с.
27. Милановский Е. Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 6, с. 29—58.
28. Милановский Е. Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., Наука, 1981, с. 38—60.
29. Наумов В. А. Геологическая предистория Байкальского рифта.— В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978, с. 47—51.
30. Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6, с. 11—18.
31. Развалев А. В., Кривцов А. И., Вишневский А. Н. О ранних этапах развития Красноморской рифтовой зоны.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 101—110.
32. Развалев А. В., Шахов Г. П. Новые данные о кольцевых интрузиях Красноморской рифтовой зоны.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 947—950.
33. Развалев А. В., Шахов Г. П. Тектонические особенности размещения кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1978, т. 58, № 2, с. 56—66.
34. Развалев А. В. Эндеогенные режимы, предшествующие рифтогенезу.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 32—41.
35. Свешикова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.
36. Синицын А. В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
37. Филпотс А. Р. Рифтовый магматизм в восточной части Северной Америки.— В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Мир, 1981, с. 100—118.
38. Флоренсов Н. А., Логачев Н. А. К проблеме Байкальского рифта.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3, с. 70—80.
39. Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра, 1975. 160 с.
40. Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 31—38.

41. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 547 с.
42. Хаин В. Е. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с. 5—13.
43. Шерман С. И. Разломы Байкальской рифтовой зоны: Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1975, с. 62.
44. Яшина Р. М., Кононова В. А., Свешникова Е. В., Андреева Е. Д. Щелочные формации как индикатор тектонического режима в главнейших континентальных структурах земной коры.— В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 16—35.
45. Atlantis II Project — Geophysical studies magnetic field reduced to the pole Saudi-Sudanese Red Sea joints commission. Scale 1 : 1 000 000, 1980.
46. Bellon H., Pouclet A. Datations K/Ar de quelques Laves du Riftouest de l'Afrique Centrale: implications sur l'évolution magmatique et structurale.— Geol. Rundsch., 1980, v. 69, № 1, p. 49—62.
47. Coleman R. G. Geologic background of the Red Sea.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 23. Wash.: D. C., U. S. Govt. Printing Office, 1973, p. 813—820.
48. Coleman R. G., Fleck R. I., Hedge C. E., Ghent E. D. The volcanic rocks of southwest Saudi Arabia and the opening of the Red Sea.— In: Red Sea Research, Miner. Res. Bull., № 22. Jiddah, 1977, p. D1—D29.
49. Hall S. A., Andreasen G. E., Girdler R. W. Total-intensity magnetic anomaly map of of the Red Sea and adjacent coastal areas, a description and preliminary interpretation.— In: Red Sea Research, Miner. Res. Bull., № 22, Yiddah, 1977, p. F1—F15.
50. Fyfe W. S., Leonardos O. H. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian African coasts.— Nature, 1973, v. 244, p. 501—502.
51. Jackson N. I., Stoesser D. B. The Red Sea line and Arabian-Nubian magmatism.— Nature, 1982, v. 296, p. 177—178.
52. Leonardos O. H., Fyfe W. S. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region.— Brazil. Contr. Mineral. and Petrol., 1974, c. 46, p. 201—214.
53. McConnell R. B. Geological Development of the Rift System of Eastern Africa.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 2549—2572.
54. McConnell R. B. A resurgent taphrogenic lineament of Precambrian origin in eastern Africa.— J. Geol. Soc. L., 1980, v. 137, p. 483—489.
55. Serencsits C. C., Faul H., Foland K. A., Hussein A. A., Lutz T. M. Alkaline ring complexes in Egypt: their ages and relationship in time.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, № B4, p. 3009—3013.
56. Vail I. R. Location and geochronology of igneous ring-complexes and related rocks in northeast Africa.— Geol. Jahrb., Hannover, 1976, reihe 13, 1976, H. 20, p. 98—112.

ВНИИЗарубежгеология

Поступила в редакцию
20.IX.1982

УДК 551.242.11

МЕЖВИЛКА А. А.

РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Геолого-геофизические материалы по северо-западной окраине Сибирской платформы рассмотрены с мобилистских позиций, что позволило наметить региональные и локальные поля напряжений, выявить взаимоотношение тектонических структур разного порядка, наметить благоприятные места для локализации дифференцированных интрузий и медно-никелевых руд.

Существуют две основные точки зрения на формирование тектонических структур Норильского района. Одни исследователи главное значение придавали складчатым процессам без указания причин, вызвавших их. Главными рудоконтролирующими структурами они считают глубинные разломы субмеридионального простирания. Эта точка зрения со временем подвергалась незначительным изменениям и дополнениям.

Другие исследователи в этом же районе видят вулcano-тектонические депрессии, осложненные куполами и антиклиналями. Ведущими структурными элементами здесь являются концентрически-криволинейные (дуговые) разломы, образующие многорукавную спиральную (вихревую) систему. Собственно рудоносной структурой рудного района считается центральная ее часть, ограниченная зонами дуговых сбросов от остального поля траппов.

Накопленные геолого-геофизические данные по Норильскому району и детальное изучение автором разрывной тектоники в бассейне р. Микчанда и оз. Лама позволяют пересмотреть фактический материал с мобилистических позиций, выявить динамические связи между геологическими блоками и закономерности в расположении складок и разрывных нарушений. Это в свою очередь дает возможность наметить тектонический контроль в расположении медно-никелевых месторождений.

Северо-западный край Сибирской платформы представляет собой часть огромной динамической системы, в которую входит вся Сибирская платформа с окружающими складчатыми сооружениями. Главной силой, формирующей тектонические структуры как на Сибирской платформе, так и в Норильском районе, является периодическое тангенциальное сжатие коры, свойственное Земле как планете. Основные сжимающие силы, участвующие в формировании структур, направлены в описываемом районе по меридиану с юга на север и по широте с востока на запад. Обе эти силы результируются в северо-западном направлении по азимуту 310—320°. Эти вопросы ранее освещались автором в ряде работ [4—8].

Тангенциальные сжатия, являющиеся основной причиной деформаций земной коры, трансформируются на границе крупных блоков в вертикальные поднятия, особенно ярко проявляющиеся в местах скупивания складок, образующих фронтальные дуги. Этот процесс сопровождается образованием надвигов и взбросов, развивающихся обычно на границе поднятых и опущенных блоков. Надвиги ориентированы перпендикулярно сжимающим усилиям, поэтому плоскости смещения их, как правило, падают в сторону поднятых блоков или навстречу сжимающим усилиям. Сколовые нарушения (сдвиги) располагаются в среднем под 45° к направлению тангенциального сжатия [10].

Для рассматриваемого района наиболее характерными структурными формами являются разномасштабные надвиги, сопряженные со сдвигами, фронтальные поднятия, передовые и тыловые впадины; все они развиваются длительно и унаследованно на протяжении всего мезозоя — кайнозоя.

Горизонтально ориентированные силы сжатия, действующие непрерывно-прерывисто, в северном и западном направлениях создали в Норильском районе крупные надвиговые структуры, располагающиеся эшелонированно. Здесь отчетливо выражено три эшелона дислокаций, явившихся следствием разрядки тангенциальных напряжений в разные этапы.

Первый эшелон — Малохетский, второй — Енисей-Хараелахский и третий — Хантайско-Рыбнинский (рисунок).

В современном тектоническом плане основной тектонической структурой является Енисейско-Хараелахский глубинный надвиг, местоположение и конфигурация которого определили пространственное положение всех примыкающих к нему структур.

Енисей-Хараелахский глубинный надвиг располагается на границе между Сибирской платформой и мезозойскими прогибами. В плане надвиг образует пологую дугу, выпуклую в северо-западном направлении. Он проходит по правобережью р. Енисей до г. Дудинка, где поворачивает на северо-восток по аз. 50°. Надвиг прослеживается далеко на юг и восток за пределы рассматриваемого района.

Глубинный надвиг специально не изучался, поэтому приведем его характеристику по имеющимся данным. Впервые на наличие надвиговой зоны вдоль р. Енисей указал И. П. Варламов [1]. Многие исследователи в этом месте проводили разлом без указания его кинематики.

Сама зона надвига с сопровождающими его деформациями представляет большой практический интерес. Она может представлять самостоятельную проблему исследования как важный структурный элемент Земли, перспективный на эндогенные полезные ископаемые. По этой зоне в юрско-меловое время происходил подвиг Западно-Сибирской плиты.

В современном рельефе зона надвига выражена только по северному подножию Хараелахских гор в виде орографической ступени. Вдоль р. Енисей и в бассейне оз. Пясино оба крыла надвига не различаются в рельефе, так как они не подновляются в четвертичное время.

В магнитном поле поднятое крыло надвига выражено на Хараелахском отрезке положительными аномалиями, а подмятое крыло — отрицательным полем. Вдоль р. Енисей надвинутое крыло выражено слабым положительным полем только в районе р. Игарка [9].

Тектоническая карта Норильского района. Составил А. А. Межвилк, 1980 г.
1 — верхнепротерозойский структурный комплекс; 2 — кембрийский структурный этаж; 3 — ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный и пермский структурные этажи, нерасчлененные; 4 — триасовый структурный этаж; 5 — юрско-меловой структурный этаж; 6 — рифтовые желоба; 7 — наиболее глубокие части желоба; 8 — Енисей-Хараелахский глубинный надвиг; 9 — доюрские погребенные надвиги; 10 — надвиги на платформе, подновленные в послетриасовое время; 11 — взбросо-сдвиги; 12 — сдвиги; 13 — подошва эффузивов пермо-триаса; 14 — верхняя граница кембрийских отложений. Буквенные обозначения на карте: МУЛЬДЫ: ХМ — Хараелахская, ВМ — Вологодчанская; НМ — Норильская; АНТИКЛИНАЛИ: ПА — Пясинская, ДА — Дудинская; ТС — западный борт Тунгусской синеклизы; ГРАБЕНЬ: КЛ — Кулгахтахский, ПШ — Шайтанский, ТП — Типтурский; БЛОКИ: Хантайско-Рыбнинского валообразного поднятия, МБ — Мелколамский, РБ — Рыбнинский, ХБ — Хантыйский; НАДВИГИ: В — Водораздельный, П — Пограничный, КГ — Кумгинский, КС — Кыстыктахский, УК — Усункюэльский, ТА — Таликитский, И — Имагдинский, КР — Куранахский, О — Омонский, БЧ — Бучарамский, ЗК — Западнокетский, СН — Снежногорский, КУ — Куломбинский, С — Сухарихинский, ТИ — Типтурский, ГР — Горбиагинский; ВЗБРОСО-СДВИГИ: ТЛ — Таловский, ХА — Хараелахский, НО — Норильский, СДВИГИ: Р — Рыбнинский, ГЛ — Глубокоозерный, БУ — Бурканский, ХК — Хаканчанский, ИМ — Игаро-Мудуйский, НГ — Нижнетунгусский

В гравитационном поле надвинутое крыло на всем протяжении выражено широкой линейной положительной аномалией силы тяжести. Наиболее интенсивный максимум приходится на Игарский район, где выходят на поверхность верхнепротерозойские отложения. В восточном направлении по мере погружения плоскости надвига интенсивность силы тяжести постепенно уменьшается.

Повсеместно надвинутый край платформы в северном и западном направлении испытал неравномерное блоковое поднятие и длительное время подвергался размыву. На всем его протяжении наблюдается смена пород от древних к молодым по мере удаления от зоны надвига в глубь платформы.

Наиболее древние верхнепротерозойские породы в зоне надвига подняты к поверхности в районе Игарки — устья р. Хантайка. Здесь они разбиты многочисленными разрывными нарушениями и залегают в виде блоков, клиньев, вытянутых вдоль плоскости надвига. Например, по данным В. С. Голубкова и др. игарские верхнепротерозойские эффузивы имеют крайне ограниченное распространение, залегая в виде линзы. В устье рек Хантайка, Убойная, по данным Д. В. Семейского и др., вертикальные движения блоков, сложенных породами верхнего протерозоя и кембрия, достигают 1000 м.

На Хараелахском отрезке надвига надвинутое крыло сложено дислоцированными эффузивами пермо-триаса. Подошва эффузивов в пределах Хараелахской мульды поднимается согласно плоскости надвига с юга на север. В истоках р. Пясины она с глубины 1600 м поднимается к поверхности через 25 км. В бассейне р. Икон — с 2100 м до нуля через 20 км. В пределах Вологочанской мульды наблюдается аналогичный подъем подошвы эффузивов параллельно плоскости надвига. Обе мульды (Хараелахская и Вологочанская) в триасовое время являлись тыловыми впадинами.

Сама зона надвига повсеместно перекрыта юрско-меловыми или кайнозойскими отложениями, но местами вдоль подножия Хараелахских гор выступают блоки с пермскими, девонскими, силурийскими отложениями. Буровыми работами (Арылахский участок) установлено надвижение девона на юрские отложения, удвоение разреза девона, выпадение частей разреза девона и других отложений.

Вдоль внешней дуги надвига располагаются передовые мезозойско-кайнозойские впадины. Одна из крупнейших передовых впадин — Ермаковская — вытянута (по данным И. П. Варламова и др. [1]) вдоль зоны надвига на 700 м между г. Игарка и устьем р. Подкаменная Тунгуска. Далее на север она переходит в Долганскую впадину.

По мере удаления от надвиговой зоны в сторону этих впадин подошва юрских отложений резко погружается, а мощность юрско-меловых отложений на левобережье р. Енисей достигает 5000 м, западнее г. Дудинка (в 50 км) — 4000 м, в устьевой части р. Дудыпта (в 50 км севернее надвига) — 6000 м. Тогда как на правобережье р. Енисей однообразные юрско-меловые отложения распространены на ограниченных площадях в мелких грабенах и весьма маломощны (редко до 50—100 м). Они залегают на размывтой поверхности сильно дислоцированных протерозойских и палеозойских пород, слагающих фронтальную (лобовую) часть надвига.

На месте передовых юрско-меловых впадин унаследованно развиваются кайнозойские впадины, располагаясь вдоль всей дуги надвига. Мощность неоген-четвертичных отложений в них достигает 100—200 м и более.

Таким образом, Енисей-Хараелахский глубинный надвиг на протяжении мезозоя—кайнозоя служил северо-западной границей Сибирской платформы.

Малохетский эшелон деформаций в доюрских отложениях прослеживается аэромагнитными методами в виде интенсивных линейных положительных аномалий, вытянутых параллельно Енисей-Хараелахскому глубинному надвику в удалении от него на 50—100 км. Как уста-

новлено, эти аномалии вызваны мощными толщами эффузивов и основными интрузиями, залегающими в рифтовых долинах. Около них устанавливается обычная сопряженность поднятого крыла надвига (валов в мезозое) и опущенных крыльев, сложенных эффузивами и интрузивными образованиями.

Валы или фронтальные части надвигов расположены в восточной или юго-восточной частях впадин (рифтов). В тыловых частях валов располагаются тыловые впадины, которые одновременно служат передовыми для Енисей-Хараелахского надвига.

Оставшиеся от предъюрского размыва рифтовые долины все вытянуты вдоль фронтальной части Енисей-Хараелахского надвига или располагаются под небольшим углом к нему. Длина их в среднем 60—80 км. Самая большая рифтовая долина (200 км) сопряжена с Малохетским валом, который относительно хорошо изучен. Под толщей юры и мела мощностью 2—3 км залегают осадочно-вулканогенные образования пермо-триаса (1000 м), перекрывающие дислоцированные породы нижнего и среднего палеозоя.

С северной стороны вала располагается рифтовая долина (вулканический грабен), перекрытая юрско-меловыми отложениями мощностью 4—6 км. В осевой части рифта, по данным В. С. Голубкова, расположено горстовое поднятие с амплитудой до 2 км, насыщенное интрузиями. Рифт сложен пермо-триасовыми образованиями мощностью до 7 км.

Малохетский вал можно рассматривать как унаследованно развивающуюся с верхнего палеозоя фронтальную часть надвига. В пределах вала мощности мезозоя сокращены, установлены размывы. Например, разрез нижнего мела на оси вала сокращен (1540 м) по сравнению с южным его крылом (2100 м). Разрез валанжина — готерива сокращен в 4—6 раз (150 и 650—850 м). В предчетвертичное время вал также подвергался размыву. Таким образом, Малохетский вал развивается унаследованно с верхнего палеозоя до мелового времени включительно. В неотектонический этап он подвергался сжатию с севера.

Другие валы по левобережью р. Енисей, видимо, развивались аналогично Малохетскому. На их строение оказывало влияние тангенциальное давление с востока на запад, поэтому они асимметричны и осложнены надвигами с восточной стороны. Исключение составляет Рассохинский вал, расположенный с северной стороны рифтовой долины, что свидетельствует о формировании этой тектонопары под влиянием тангенциальных сжатий со стороны Таймыра.

Хантайско-Рыбнинский эшелон деформаций располагается в пределах платформы на небольшом удалении от глубинного надвига. Эти деформации обычно называют валом или валообразным поднятием.

Хантайско-Рыбнинский вал не может считаться единой структурой из-за различного строения его крыльев и взаимоотношения пород на них, поэтому мы для него оставили название «валообразное поднятие» (или, короче, — поднятие). Поднятие в плане вытянуто на 250 км (от г. Игарка до оз. Мелкое) по среднему аз. 20°. К нему приурочена заболоченная депрессия с отметками около 100 м, которая расширяется до 60—100 км в южном направлении и сливается около р. Енисей с Западно-Сибирской низменностью. В местах, где сохранились эффузивы, рельеф образует уступы высотой более 500 м.

По аэромагнитным данным, поднятие выражено спокойным отрицательным полем, а по гравитационным данным, — областью повышенного регионального поля силы тяжести.

Кровля фундамента в пределах поднятия, по данным М. Л. Вербы и др., расположена на глубине от 2,5 (р. Хантайка) до 4 км (басс. р. Рыбной). В восточном направлении глубина фундамента увеличивается до 10 км. Геофизическими методами устанавливается подъем поверхности Мохоровичича под поднятием на 2 км.

По структурным особенностям Хантайско-Рыбнинское поднятие нами делится на три тектонических блока, разделенных крупными сдвигами: Мелколамский, Рыбнинский и Хантайский, расположенные ку-

лисно между собой. Ядра их сложены кембрийскими, а местами протерозойскими отложениями и сильно осложнены надвигами и взбросами. Сами блоки разделены Рыбнинским и Бурканским сдвигами с простиранием 310–320°.

Мелколамский блок в плане имеет треугольную форму. С севера он ограничен Пограничным, а с востока — Имангдинским надвигами, поверхности которых полого падают в противоположные стороны от оси блока. Внутри него имеются разрывные нарушения с надвиговой кинематикой, слабо подновленные в новейшее время. Один из них, Таликитский, с азимутом простирания 55°, прослеживается вдоль северо-восточного берега оз. Мелкого. Породы силура здесь сильно раздроблены, местами милонитизированы, много зеркал скольжения, широко развита кальцитизация по трещинам. В магнитном поле надвиг выражается слабой линейной отрицательной магнитной аномалией. Северо-западное крыло поднято и надвинуто в сторону оси блока. В надвиге с простиранием 12°, проходящем с восточной стороны блока, алданский ярус нижнего кембрия надвинут в восточном направлении на майский ярус среднего кембрия. Вертикальная амплитуда надвига, по данным М. Л. Вербы, равна 1300 м.

Рыбнинский блок расположен в пределах левых притоков р. Рыбной. С северной и южной стороны он ограничен упомянутыми выше сдвигами, с востока — Западнокетским надвигом, а с запада Кулгахтахским грабеном. Осевая часть блока сложена кембрийскими породами с простиранием 45°. В истоках р. Тукаланды они перекрыты эффузивными образованиями с весьма маломощными пермскими осадками между ними. На восточном крыле кембрийские породы сменяются полным разрезом палеозоя. Этот блок отличается от других наличием в осевой его части двух грабенов — Кулгахтахского и Шайтанского, образованных в послетриасовое время. В плане форма грабенов дугообразная с выпуклостью на северо-запад.

Кулгахтахский грабен вытянут на 80 км по аз. 40°. В южном направлении он расширяется с 2 до 10 км. Он сложен пермо-триасовыми эффузивами, подстилаемыми маломощными отложениями верхней перми.

Борта грабена сложены породами ордовика и кембрия. Максимальное опускание эффузивов между оз. Чибичете и р. Ергалах достигает 1000–1200 м. В южном направлении эффузивы грабена воздымаются и в истоках р. Дудинка в поперечном разрезе структура выглядит горстом. Грабен ограничен двумя взбросо-сдвигами: Омнутахским и Апсекаканским, плоскости которых падают на восток под углом около 60° [5].

Шайтанский (Омкинский) грабен расположен почти в осевой части Рыбнинского блока в истоках р. Тункаланда. Западный край грабена выпуклый, восточный — прямой. Длина грабена по эффузивам триаса 30 км, максимальная ширина 6 км. На север и юг грабен выклинивается. На месте наибольшего изгиба грабена наблюдается интенсивная деформация вмещающих пород кембрия, характерная для надвиговой зоны.

Как видно по геологическому строению, Рыбнинский блок в пермское время подвергался интенсивному размыву. Местами уничтожены отложения девона, силура, ордовика и частично кембрия общей мощностью не менее 2500 м. В пермо-триасовое время весь блок перекрывался эффузивами, а в послетриасовое время в его пределах начались унаследованные дифференцированные движения, сопровождавшиеся образованием грабенов.

Хантайский блок хорошо выделяется в виде сложной антиклинали северо-восточного простирания (аз. 40°) с кембрийскими отложениями в ядре. Он прослеживается от истоков р. Хантайка до р. Сухариха (150 км). Антиклиналь резко асимметричная, осложненная двумя крупными надвигами: Снежногорским и Кулюмбинским, сместители которых падают на юго-восток. По ним подняты до дневной поверхности кембрийские и местами верхнепротерозойские породы (р. Сухариха).

В юго-восточном направлении от оси антиклинали прослеживается ряд параллельных надвигов, имеющих в плане прогнутую форму с выпуклостью на северо-запад.

С севера Хантайский блок ограничен двумя параллельными сдвигами: Бурканским и Хаканчанским, образующими полосу в 10—13 км шириной. Эта полоса у верхнего течения р. Хантайка и оз. Малое Хантайское сильно заболочена и в ее пределах развиты многочисленные озера. Около этой полосы меняется простираание пород и магнитное поле.

С юга Хантайский блок граничит с Курейским районом по Игаро-Мундуйскому левому сдвигу, простираание которого 310—315°. Около сдвига обрываются магнитные поля и геологические структуры. В местах сопряжения с ним надвигов на поверхность выходят верхнепротерозойские породы в поднятых крыльях надвигов. Около сдвига Курейский вал более круто изгибается на запад.

Игаро-Мундуйский сдвиг является частью крупной зоны Нижнетунгусских сдвигов, прослеживаемых на 600 км вверх по р. Нижняя Тунгуска.

Таким образом, Хантайско-Рыбнинское валообразное поднятие создавалось весьма длительно как третий тыловой эшелон деформации в результате тангенциальных напряжений, действовавших в северо-западном направлении по аз. 310—320° одновременно с Енисей-Хараелахским надвигом. Это же направление имеют сдвиги. Перпендикулярно к ним ориентированы надвиги и взбросы. Основной план деформаций создан в верхнем палеозое. К началу эффузивной деятельности произошла полная нивелировка поднятий, а после нее снова проявилась активизация, приведшая к уничтожению эффузивов в пределах поднятий и созданию грабенов. В четвертичное время район валообразного поднятия неоднократно подвергался трансгрессиям.

Тесная генетическая связь Хантайско-Рыбнинского поднятия с Енисей-Хараелахским глубинным надвигом подчеркивается их расположением в плане. Поднятие своей широкой стороной у г. Игарка сливается с глубинным надвигом и отходит от него под углом 40—45°, углубляясь в тело платформ. Такое сочетание типично для складок волочения, образующихся на крыльях взбросо-сдвигов. В промежутке между глубинным надвигом и Хантайско-Рыбнинским поднятием располагается Норильско-Хараелахский прогиб, который может считаться одновременно тыловой впадиной по отношению к надвигу и передовой впадиной к поднятию.

Норильско-Хараелахский прогиб с поверхности сложен эффузивными образованиями пермо-триаса большой мощности, слагающими горы Хараелах и Лонтокойский камень с абсолютными отметками около 500—600 м. Подошва эффузивов в их пределах погружена до 1—2 км ниже уровня моря. Данный прогиб унаследован от верхнепалеозойского грабена, в котором накапливались угленосные отложения мощностью до 500 м. Накопление угленосных отложений происходило одновременно с поднятием и размывом территории вдоль р. Енисей (фронтальная часть Енисей-Хараелахского надвига) и Хантайско-Рыбнинского поднятия [2, 3].

Норильско-Хараелахский прогиб обычно делится на три мульды: Норильскую, Вологодчанскую и Хараелахскую. В поперечном сечении они асимметричны. Последняя отделена от первых двух Пясинской антиклиналью. Мульды описаны многими исследователями, поэтому коротко подчеркнем только особенности их строения, раскрывающие динамику их формирования. Осевые части Норильской и Хараелахской мульд приходятся на верхнепалеозойский грабен (рифт) и ориентированы параллельно глубинному надвигу.

По данным В. А. Федоренко [12], во время излияния нижних горизонтов лав наиболее погруженные части мульд прогибались быстрее по сравнению с их бортами, о чем свидетельствует распределение мощностей свит по площади. В моронговское время нижнего триаса весь рай-

он представлял равнину, располагавшуюся ниже базиса эрозии, что обусловило образование горизонтально лежащих покровов и переслаивающихся с ними, хорошо выдержанных по простиранию и мощности, вулканогенно-осадочных пород. Поэтому можно принять, что все дислокации в пределах эффузивов происходили после излияния базальтов (после раннего триаса).

Норильская мульда имеет асимметричное строение. Восточный ее борт поднят до 500—600 м, а западный низкий, погребен под маломощными мезозойско-кайнозойскими отложениями. Аэромагнитными работами в пределах мульды выявлено резко переменное поле. Наиболее крупное положительное поле расположено в западной части мульды, где на поверхности залегает самая молодая здесь моронговская свита и устанавливается наибольшее прогибание подошвы эффузивов. Эта аномалия имеет линзовидную форму, вытянута на северо-восток (аз. 35°) на 44 км при ширине до 8 км. С восточной стороны она ограничена линейной отрицательной аномалией, совпадающей с Норильским взбросо-сдвигом. Последний морфологически выражен депрессией в виде широкой (1—1,5 км) сквозной долины глубиной от 50 до 300 м. В ряде мест по бортам депрессии обнажаются исключительно сильно перемятые эффузивы, тогда как в небольшом удалении от нее они лежат почти горизонтально и не нарушены. В зоне взбросо-сдвига бурением установлен грабен (Ергалахский) длиной 20 км, шириной 1,0—1,3 км. На север и юг грабен сужается и переходит в широкие, до 0,5 км и более, брекчированные зоны. Глубина опускания эффузивных пород в грабене достигает 1200 м. К зоне Норильского взбросо-сдвига приурочен ряд дифференцированных интрузий: Норильск-I, II, гор Черной, Моронго, Путаной. Норильский взбросо-сдвиг сопровождается оперяющими разломами и грабенами (Руднинский, Черногорский), отходящими под углом 40—55° [5]. Взаимоотношение оперяющих структур с основным взбросо-сдвигом, а именно направление острых углов на юг с восточной его стороны и на север — с западной свидетельствует о преобладании правосдвиговых смещений, проявившихся после излияния эффузивов.

Геологическое строение Норильской мульды показывает, что взбросо-сдвиг был заложен еще в начале верхнего палеозоя, когда он служил восточной границей грабена (рифта), заполненного угленосными отложениями. Восточный блок этого грабена испытал преимущественное поднятие и, по-видимому, надвигание на западный блок по крутой плоскости, что привело к уменьшению в его пределах мощности угленосных отложений в 4—5 раз. Амплитуда вертикального поднятия восточного блока только в докатское время нижнего карбона достигла 250—500 м.

После триасового времени продолжалось тангенциальное сжатие в западном направлении, сопровождавшееся правосдвиговыми перемещениями по Норильскому взбросо-сдвигу. В результате смещения западного блока на север по взбросо-сдвигу создались благоприятные условия для внедрения дифференцированных интрузий Норильск-I. Сами интрузии залегают в надвиговой зоне, сопряженной со взбросо-сдвигом.

Вологодчанская мульда располагается северо-западнее Норильской мульды. Она не выражена в рельефе, поэтому хуже изучена.

С помощью геофизических методов определяются контуры мульды и устанавливаются разломы разных порядков, особенно многочисленные по периферии мульды. Северо-западная ее половина опущена до 1000 м по сравнению с юго-восточной по системе Усункюельских надвигов и взбросо-сдвигов с преобладающим меридиональным простиранием. Они веерообразно расходятся в южном направлении. С запада мульда осложнена целой серией коротких волнистых в плане надвигов с падением плоскостей смещения на запад, т. е. в сторону Енисей-Хараелахского надвига. Эти крутые надвиги (взбросы) достоверно установлены по скважинам. В плане надвиги имеют дугообразную форму. В надвинутом крыле Боганидского надвига расположена Болгох-

тохская гранитоидная интрузия, залегающая согласно с плоскостью надвига.

Трансгрессия нижнемелового моря доходила с запада на восток только до Боганидского надвига, что свидетельствует о его активизации в это время.

Таким образом, интенсивное сжатие во фронтальной части Енисей-Хараелахского глубинного надвига привело к интенсивному дроблению эффузивов в Вологочанской мульде, к большим амплитудам перемещения блоков, к образованию встречных надвигов и, по-видимому, к созданию благоприятных условий для образования полезных ископаемых.

Хараелахская мульда располагается согласно с Енисей-Хараелахским глубинным надвигом в его тыловой части. Она сложена эффузивами пермо-триаса мощностью до 3000 м. В поперечном сечении мульда асимметричная с широким и пологим ($4-5^\circ$) юго-восточным крылом и более крутым ($10-12^\circ$) северо-западным. Она выделяется в рельефе в виде гор с отметками до 600—700 м и вытянута в северо-восточном направлении по аз. 60° .

Со всех сторон мульда осложнена надвигами разного порядка, при этом субширотные надвиги падают навстречу друг другу, а меридиональные — на восток. Северо-западная сторона мульды одновременно служит поднятым крылом глубинного надвига с падением сместителя к оси мульды. Юго-восточное крыло мульды, являющееся одновременно крылом Хантайско-Рыбнинского поднятия, осложнено двумя почти параллельными надвигами, плоскости которых падают также к оси мульды, т. е. навстречу глубинному надвигу.

Западный край мульды, проходящий по восточному берегу оз. Пясино, является одновременно крылом Пясинской антиклинали, осложненной многочисленными надвигами, плоскости которых падают на восток. Восточный край мульды ограничен Кыстыктахским надвигом, падающим на восток. Мульда разделена Кумгинским надвигом на две котловины: Иконо-Самоедскую и Хараелахскую.

Хараелахская котловина делится по оси на две части Хараелахским взбросо-сдвигом по аз. 20° , который является одним из важнейших структурных элементов Талнахского рудного узла. Хараелахский взбросо-сдвиг прослеживается всего на 35 км от пос. Талнах до р. Джангы. В северо-восточном направлении он теряется как самостоятельная структура среди разломов северо-западного простирания (аз. $310-320^\circ$).

Взбросо-сдвиг выражен в рельефе отрицательной формой рельефа, занятой долиной р. Хараелах. В геофизических полях он выражен отрицательной линейной аномалией шириной около 1000 м. Геофизическими работами установлено общее падение зоны взброса-сдвига на юго-восток. Взбросо-сдвиг на поверхности и в горных выработках выглядит как зона субпараллельных разрывных нарушений с разнообразными углами падения. В главном тектоническом шве шириной до 50 м, расположенном в центральной части взбросо-сдвига, эффузивы раздроблены, милонитизированы, пропитаны кальцит-цеолитовыми жилками. В его пределах широко развит будинаж, захвативший не только эффузивы, но и дифференцированные интрузии, что свидетельствует о его подновлении в послерудный этап.

Эффузивы пермо-триаса, расположенные с восточной стороны взбросо-сдвига, залегают относительно полого, слабо нарушены разломами, а с западной стороны (до оз. Пясино) они разбиты многочисленными разломами. В промежутке между Хараелахским взбросо-сдвигом и отходящих от него под углом $45-55^\circ$ пясинских надвигов эффузивы интенсивно дислоцированы. Плоскости смещения, чаще всего приуроченные к границе угленосных отложений и эффузивов, полого падают на восток. Некоторые из них служат вместилищем дифференцированных интрузий и рудных тел, особенно в местах их сочленения с Хараелахским взбросо-сдвигом. Дифференцированные интрузии залегают соглас-

но в надвиговых зонах, погружаясь полого ($4-5^\circ$) по падению сместителя на северо-восток. По данным А. В. Тарасова [11], послеинтрузивная активизация по тектоническим зонам привела к расщеплению как сплошных руд, так и рудоносных габбро-долеритов, которые местами сохранились в будинах и слабо изменены.

Таким образом, на Талнахском участке прекрасно видна сопряженность (динамопара) взброса-сдвига с надвигами и приуроченность к ним рудоносных интрузий. Такая взаимосвязь может быть положена в основу выделения перспективных участков на обнаружение медно-никелевых и других рудных залежей не только в Норильском районе, но и в других районах.

Магмоконтролирующая роль Хараелахского левого взбросо-сдвига и Норильского правого взбросо-сдвига проявилась только на крыльях Пясинской антиклинали, где образовались сопряженные надвиги во время тангенциальных сжатий. Как известно, тангенциальные сжатия обязательно сопровождаются вертикальными растягивающими усилиями на крыльях антиклиналей. В результате чего образуются послойные открытые полости, которые занимают силлами основных пород и дифференцированными интрузиями.

Таким образом, Хараелахская мульда может служить примером формирования синклинальной структуры при тангенциальном сжатии, направленном поперек ее простирания (аз. 330°).

Пясинская антиклиналь является важным тектоническим сооружением, сформированным широтными сжимающими усилиями на границе Хараелахской и Вологодчанской мульды одновременно с их образованием. Географически она приурочена к оз. Пясино и имеет меридиональное простирание. Ее крылья осложнены надвигами, плоскости которых падают от оси антиклинали.

Таким образом, тангенциальные сжатия создали эшелонированные зоны дислокаций и прогибов между ними, расположенные параллельно между собой. Получилась широко распространенная тектоническая триада: надвиговые поднятия, сопровождающиеся передовыми и тыловыми впадинами.

Ранее эту зону краевых платформенных дислокаций называли по-разному, придавая им различный генетический смысл. Эту территорию относили к зоне перехода от платформы к геосинклинали, здесь выделяли линейные складчатые зоны разного возраста, называли Турухано-Хантайским мегантиклинорием, Турухано-Норильским краевым антиклинорием, Приенисейским антиклинорием, Приенисейской зоной краевых поднятий и опусканий, Хантайско-Рыбнинским авлакогеном, Турухано-Норильским параантиклинорием, Турухано-Долгано-Пясинским горст-антиклинорием, Енисейским вулканическим поясом, Турухано-Таймырским древним парагеосинклинальным прогибом.

Все это разнообразие мнений свидетельствует об отсутствии удовлетворительной тектонической гипотезы, могущей объяснить закономерности в формировании тектонических структур этого района.

Северо-западный борт Тунгусской синеклизы несет на себе следы чешуйчатого надвигания по пологим плоскостям в западном направлении, что привело к общему неравномерному вертикальному подъему борта синеклизы. Вблизи Хантайско-Рыбнинского поднятия произошла максимальная трансформация горизонтальных движений в вертикальные, массовое внедрение интрузий, метасоматическая переработка пород. Все ранее наблюдавшиеся следы разломов находят свое подтверждение, но, они, как оказалось, состоят из изогнутых, кулисно расположенных надвигов.

Аэромагнитные поля вдоль борта синеклизы весьма разнообразны. Они совершенно не подчинены границе распространения эффузивов и не обнаруживают краевого аномального эффекта. На магнитное поле больше влияют надвиговые структуры, заполненные интрузиями и метасоматическими новообразованиями. Большая часть надвиговых зон

приурочена к отложениям верхнего палеозоя и частично к эффузивам. В плане они имеют дугообразную форму с общей выпуклостью на запад. Плоскости надвигов полого падают на восток.

В местах более крутого залегания пород предшествующие исследователи выделяли асимметричные положительные структуры (антиклинали, гемиантиклинали, купола, валы). Как сейчас выяснилось, все они приурочены или к наиболее поднятым крыльям надвигов или к сдвигам, отвечающим складкам волочения. Все антиклинали имеют только одно крыло, а другое отсутствует или переполнено интрузиями и опущено.

Сдвиги среди эффузивных образований ориентированы на северо-запад или на северо-восток под разными углами к меридиану. Амплитуды их небольшие, но при детальном исследовании на их активных крыльях устанавливаются антиклинали и синклинали. Все крупные сдвиги, как правило, приурочены к долинам рек и озер. Они устанавливаются по линейным отрицательным аномалиям и по оперяющим разломам. Отрицательный линейный эффект в магнитном поле, видимо, создается дробленными на большую глубину породами в зоне сдвигов. К ним же приурочены долины рек, так как они легче подвержены процессам денудации.

ВЫВОДЫ

Пространственное расположение всех тектонических структур в Норильском районе, их асимметрия и взаимоотношения показывают, что они сформировались под влиянием региональных напряжений, действовавших периодически с юга на север и с востока на запад. Кроме того, на мелкие структуры воздействовали местные напряжения, полученные в результате разложения региональных сил. Широкое развитие в районе получили сдвиги, ориентированные под углом в среднем 45° к основным сжимающим напряжениям.

Основным структурным элементом северо-запада Сибирской платформы является Енисей-Хараелахский глубинный надвиг, служивший длительное время тектоническим швом между платформой и Енисей-Хатангским прогибом. Он служил палеогеографическим барьером на протяжении юры, мела и кайнозоя. Ему подчинено расположение и формирование близлежащих тектонических структур. Погребенная Малохетская система антиклиналей, осложненных надвигами, повторяет дугообразную форму основного надвига. Оси мульд ориентированы параллельно глубинному надвигу. Они унаследованы от верхнепалеозойских грабенов, а на бортах осложнены надвигами, падающими к оси мульд. Хантайско-Рыбинское поднятие в общих чертах повторяет контур глубинного надвига, представляя собой как бы третий эшелон зоны сжатия.

Периодические и длительнодействующие тангенциальные напряжения приводили к формированию тектонических структур и образованию надвигов, взбросов, сдвигов, ориентированных строго закономерно по отношению к направлению сжатия. Взаимоотношение тектонических структур и особенно сдвигов, взбросо-сдвигов с надвигами дает дополнительный, может быть, даже основной поисковый критерий для прогнозирования и поисков рудных залежей и, в частности, медно-никелевых. В местах максимального горизонтального сжатия обязательно действуют растягивающие усилия, направленные вертикально, что является благоприятным условием для внедрения силлов основных интрузий и образования рудных залежей.

Литература

1. Варламов И. П. (Главный редактор). Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины. Масштаб 1 : 2 500 000. СНИИГГИМС, 1967.
2. Гор Ю. Г., Дюжиков Е. Е. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских угленосных отложений северо-восточной части Норильского плато.— Уч. зап. НИИГА, Вып. 17. Л.: Изд-во НИИГА, 1967, с. 5—16.

3. *Гуревич А. Б.* Верхнепалеозойская угленосная формация Норильского района. Л.: Наука, 1969. 131 с.
4. *Межвилк А. А.* Влияние глубинных разломов на геологическое строение северо-западной окраины Сибирской платформы.— В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 98—106.
5. *Межвилк А. А.* Тектоника бассейна р. Рыбной (Норильский район).— Геология и геофизика, 1967, № 7, с. 94—103.
6. *Межвилк А. А.* Взаимоотношение Сибирской платформы с орогеническими поясами.— В кн.: Орогенические пояса. М.: Наука, 1968, с. 219—225.
7. *Межвилк А. А.* Зависимость ориентировки тектонических структур от тангенциального сжатия в литосфере.— В кн.: Механика литосферы. М.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1974, с. 40—42.
8. *Межвилк А. А.* Сибирская платформа.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1967, с. 100—117.
9. *Соловьева Н. М.* Карта аномального магнитного поля Сибирской платформы (объяснительная записка). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1976.
10. *Суворов А. И.* Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар).— Геотектоника, 1978, № 2, с. 3—18.
11. *Тарасов А. В.* Структура юго-западной части Талнахского никелевого месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 2, с. 29—41.
12. *Федоренко В. А.* Палеотектоника позднепалеозойско-раннемезозойского вулканизма Норильского района и палеотектонический контроль никеленосных интрузий.— В кн.: Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Тр. НИИГА, Изд-во НИИГА, 1979, с. 16—23.

Севморгеология

Поступила в редакцию
3.XI.1981

УДК 551.241+550.361 (491.1)

ПОЛЯК Б. Г., КОНОНОВ В. И., ХУТОРСКОЙ М. Д.

**ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ИСЛАНДИИ
В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ**

С учетом нового фактического материала пересмотрены представления о геотермических условиях Исландии. Установлено распределение кондуктивного и суммарного теплового потока в зависимости от возраста базальтов в разных частях острова, согласованное с его распределением в прилегающих к Исландии участках хребтов Рейкьянес и Колбейнсей. Обнаружено совпадение зон резких горизонтальных градиентов теплового потока с флексурными дислокациями. Физическим моделированием установлено распределение температур в недрах Исландии, указывающее на связь флангового минимума теплового потока (в зоне развития базальтов с возрастом 8—10 млн. лет) со структурно-теплофизической неоднородностью разреза. Определена глубина зоны фракционного плавления, или кровли астеносферы, согласующаяся с данными сейсмического и магнитно-теллурического зондирования.

Прежние представления о распределении теплового потока и глубинных температур в Исландии сегодня нуждаются в пересмотре — прежде всего из-за многочисленных новых термометрических данных в ранее не изученных районах острова, а также в связи с уточнением ее глубинного строения по данным сейсмического зондирования. Стимулом такого пересмотра являются уникальная геотектоническая позиция Исландии на оси срединно-океанического хребта и представляемая ее надводным положением столь же важная, сколь и редкая возможность детализировать распределение параметров теплового поля в самой молодой, приосевой части океанического хребта на основании проведенного в последние годы ее детального геологического картирования и возрастного расчленения.

Главной особенностью теплового поля Исландии является большой разброс значений кондуктивного теплового потока, изменяющихся от 0 до 434 мВт/м², т. е. до 11,4 ЕТП. Такой же разброс значений кондуктивного теплопотока характерен для осевых зон срединно-океанических хребтов. Столь высокая дисперсия величин этого параметра исключает возможность его картирования путем прямой интерполяции данных между отдельными пунктами измерений и не позволяет определить его представительные средние значения при малом числе наблюдений [17]. Эти обстоятельства предопределили несовершенство предыдущей попытки регионального освещения распределения теплового потока в Исландии [8] — параметра, очень важного для выяснения черт глубинного строения острова и геодинамических выводов.

Рост числа наблюдений, ускорившийся в конце 1970-х годов [14, 25, 27, 33], открыл новые возможности интерпретации геотермических данных. Одним из способов этой интерпретации является так называемая нормализация данных теплового потока по расстоянию, т. е. определение средних значений теплового потока в полосах, равноудаленных от оси Срединной неовулканической зоны Исландии. Сложная геометрия этой зоны затрудняет точную оценку положения пунктов геотермических наблюдений относительно ее оси и может привести к субъективным ошибкам. Нормализация по расстоянию большей части исландских геотермических данных (см. рис. 2 в работе [24]) обнаруживает на удалении 75—100 км от оси неовулканической зоны местный минимум теплового потока, типичный для флангов срединно-океанических хребтов, но не выявляет почти столь же характерного для этих структур другого — приосевого минимума. Оба эти минимума не согласуются с

результатами расчетов, основанных на простой модели генерации коры на оси рифта и ее последующем раздвижении в стороны. Кроме того, в нормализованных по расстоянию исландских данных обнаруживаются на том же рисунке два фланговых максимума — Брейдарфьордурский и Северо-Западный, тоже не находящие себе объяснения с позиции спрединга и интерпретируемые исландскими исследователями как местные геотермические аномалии.

Такой способ осреднения данных — их нормализация по расстоянию — затрудняет сопоставление распределений теплового потока в разных отрезках системы океанических рифтов: при сходной форме кривых минимумы (и максимумы) теплового потока имеют на таких кривых различную ширину и оказываются на разных расстояниях от оси. Обычно это связывается с разной скоростью спрединга в сопоставляемых звеньях системы рифтов. Поэтому более объективным материалом для межрегиональных сопоставлений и универсальной геодинамической интерпретации являются геотермические данные, нормализованные не по расстоянию от оси, а по возрасту отложений (блоков коры), в которых они получены.

Тщательное изучение строения базальтовых толщ Исландии, проведенное во второй половине 70-х годов, позволило выделить в ее разрезе несколько стратиграфически обособленных комплексов и откартировать зоны их распространения на площади острова [2]. Возраст этих комплексов установлен весьма надежно путем синтеза результатов палеофлористического, радиологического и магнито-стратиграфического методов датирования [1, 18, 28]. Особую ценность этим датировкам придает их принадлежность к самым молодым этапам развития рифтовой структуры, охватывающим период от 0 до 16 млн. лет, который весьма трудно изучить с той же степенью детальности в подводных участках срединно-океанических хребтов. Приняв откартированные хроностратиграфические границы в качестве опорных, мы условно провели между ними дополнительные изохроны путем линейной интерполяции данных между крайними значениями. Положение этих дополнительных изохрон может не вполне отвечать действительности, поскольку скорость формирования каждого отдельного комплекса не обязательно должна была быть постоянной (на это указывает различная ширина зон накопления комплексов, сформировавшихся в течение равных промежутков времени), однако более объективных данных для их проведения нет.

Полученный план изохрон (рис. 1) со всей очевидностью указывает на сложность геологического развития Исландии. Он мало напоминает картину, которая могла бы возникнуть в результате чистого спрединга, и заслуживает специального геотектонического анализа, что не входит в задачу данного исследования. Но этот план служит весьма удобной основой для нормализации данных теплового потока по возрасту отложений, развитых в пунктах измерений.

С этой целью мы предварительно вычислили значения теплового потока в пунктах термометрических наблюдений, учитывая: 1) величины геотермического градиента, измеренные исландскими исследователями [14, 20, 22, 23, 25, 27, 33] в этих пунктах, в том числе и в расположенных на участках термоаномалий, вызванных циркуляцией подземных вод (такие наблюдения при нормализации данных по расстоянию исландскими исследователями не принимались во внимание), и 2) среднюю величину теплопроводности базальтовых толщ Исландии, рассчитанную по результатам исследований 108 образцов пород основного состава в процессе работ Советской комплексной геолого-геофизической экспедиции АН СССР [8]. Эта величина 1,5 Вт/м К примерно на 10% ниже полученной при измерениях А. Джессопа и Р. Оксбурга (заимствовано из [27]), но так как последние исследовали меньшую выборку (39 образцов, включая гранофиры и липариты), мы считаем это значение более представительным для оценки теплового потока в интервале наблюдений.

По данным, полученным в зонах развития базальтов одного возраста, были оценены средние значения теплового потока (\bar{q}) и его дисперсия в интервалах времени ($\Delta\tau$) 0–2, 2–4, 6–8, 8–10, 10–12 и 12–16 млн. лет. Определение по этим материалам величины корреляционного отношения $\eta_{q/\tau}$ в общей выборке методом В. Н. Бондаренко [3] (см. с. 101) выявило его статистическую значимость, т. е. закономерность изменения теплового потока с увеличением возраста базальтов. Такой результат позволяет использовать для описания и графического отображения данной тенденции параметры поинтервальных выборок — например, оценки средних (рис. 2). Проведение осреднения в еще более узких возрастных интервалах (продолжительность 1 млн. лет) дало возможность выяснить и тонкую структуру поля теплового потока. Анализируя ее, следует иметь в виду, что из-за малого количества или отсутствия наблюдений в полосах с возрастом базальтов 4–7 и старше 11 млн. лет данные по этим интервалам менее надежны.

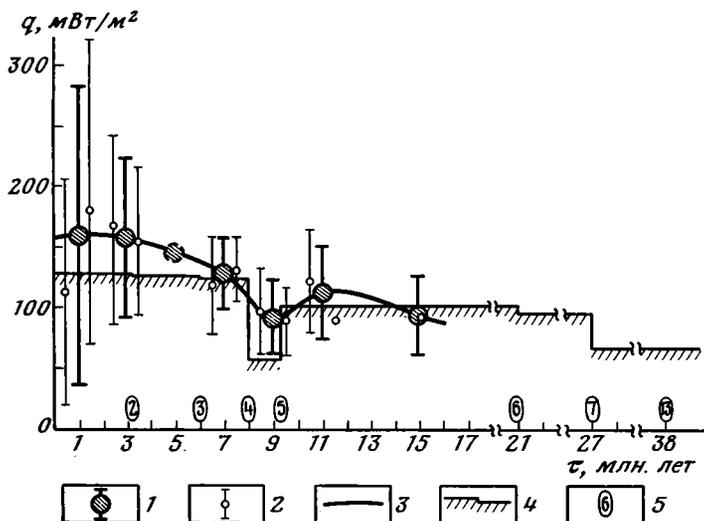


Рис. 2. Распределение кондуктивного теплового потока в разновозрастных элементах коры Исландии и прилегающих акваторий
 1 — среднее значение и стандартное отклонение теплового потока в интервале осреднения продолжительностью 2 млн. лет; 2 — то же, продолжительность 1 млн. лет; 3 — аппроксимированное распределение теплового потока в Исландии; 4 — среднее значение теплового потока в разновозрастных элементах хребтов Рейкьянес и Колбейнсей (по данным из [9, 10, 13, 16, 32]; 5 — номера магнитных аномалий

Полученная для Исландии кривая «нормализованного по возрасту» теплового потока по своей форме полностью соответствует как общим (интегральным) кривым его распределения в срединно-океанических хребтах, так и частным кривым, характеризующим их отдельные участки — например, прилегающие к Исландии отрезки подводных хребтов Рейкьянес и Колбейнсей (см. рис. 2). Эта кривая имеет столь характерный для рифтовых океанических структур фланговый минимум теплового потока, а в тонкой структуре теплового потока на территории Исландии отчетливо заметен и типичный для них осевой минимум. Фланговый минимум виден и в распределении теплового потока на хребтах Рейкьянес — Колбейнсей, осевой же не выделяется из-за недостаточной обеспеченности фактическими данными и затруднительности столь же дробного хроностратиграфического расчленения этих структур. Отметим также, что при нормализации исландских геотермических данных по возрасту никаких аномальных фланговых максимумов, возникающих при нормализации их по расстоянию, не наблюдается, и поэтому нет нужды в субъективной отбраковке каких бы то ни было част-

ных значений, не укладывающихся в ту или иную теплофизическую модель.

После такой нормализации данных установленный в Исландии план изохрон может быть трансформирован в карту теплового потока, характеризующую его средние (фоновые) значения в полосах распространения базальтов того или иного возраста (см. рис. 1). В найденном таким образом пространственном распределении теплового потока на территории острова ярко проявляется геотермическая специфика обнаруженных при геологическом картировании зон дислокаций в толще базальтовых покровов — так называемой Боргарнесской антиклинали на западе Исландии, флексуры р. Фньоскау на севере и флексуры Восточной Исландии. Эти зоны в геотермическом поле предстают как участки резких горизонтальных градиентов теплового потока: местами он на противоположных крыльях названных структур различается более чем в 1,5 раза. По простиранию этих структур степень контраста теплового потока в их крыльях меняется, например на западе Исландии она максимальна в районе массива Баула (где «выпадают» сразу две зоны промежуточных значений теплового потока) и падает как к северу, так и к югу, а на востоке — в среднем течении рек Хофсау и Йокудльсау-ау-бру, сходя на нет южнее оз. Лагуринн. Совпадение геотермического и структурно-геологического своеобразия в указанных районах Исландии говорит по крайней мере о парагенетических связях между этими их чертами, а, возможно, и о причинно-следственных, если вспомнить о вероятной роли термомеханических напряжений в формировании дислокаций внутри горных пород. Предположение о причинно-следственном характере отмеченной связи может объяснить уменьшение горизонтальных градиентов геотермического поля по мере удревнения флексур—последние с этой точки зрения могут рассматриваться как «геологические фотографии» прежних термомеханических напряжений в данных блоках коры.

Сравнение картины поля теплового потока в Исландии, выявленно-го настоящим анализом, с прежними представлениями на этот счет [8] говорит о существенно более высоком уровне кондуктивного теплового потока, чем казалось раньше. На более высоком уровне находится и фланговый минимум теплового потока в Исландии по сравнению с одновозрастными участками хребтов Рейкьянес и Колбейнсей. На наш взгляд, это связано с большей интенсивностью восходящего глубинного тепломассопотока под Исландией, чем в прилегающих подводных рифтовых хребтах. Такой взгляд поддерживается и развиваемыми некоторыми петрологами и геофизиками [15, 19, 29, 30, 34] представлениями о существовании Исландского мантийного плюмажа, или «горячего пятна». Положение его на оси развивающегося срединного хребта могло быть причиной формирования Гренландско-Исландского и Исландско-Фарерского порогов, если не вообще всей Тулейской провинции кайнозойского базальтового магматизма. Геотермическим отголоском этой геодинамической ситуации кажется расширение зоны максимума теплового потока в направлении, поперечном к простиранию рифта, и наличие фланговых участков новейшего вулканизма (полуостров Снайфедльснес, вулкан Эрайвайокудль). В целом же, как и прежде, в поле теплового потока видно его убывание в субширотном направлении к периферическим частям острова.

Уточнение величины кондуктивного теплового потока в разных районах Исландии требует переоценки вероятных температур в ее недрах. Ранее они были рассчитаны [8] на основании представлений о структуре острова, вытекавших из результатов глубинного сейсмического зондирования по проекту NASP [5]. Эти результаты недавно были ревизованы и согласованы с материалами более поздних сейсмологических исследований по проекту RRISP [26]. В итоге положение сейсмических границ в коре Исландии вдоль профиля NASP теперь выглядит таким, каким оно показано на рис. 3. Для расчета глубинных температур этим сейсмическим границам был придан смысл структурных поверхностей,

разделяющих различные слои земной коры. Считается [21], что скорость $V_p=6,5$ км/с в Исландии соответствует подошве «второго» слоя океанической коры, а $V_p=7,0$ км/с — подошве «третьего», или кровле «аномальной мантии», как называет нижележащий слой Г. Палмасон. В соответствии с общепринятыми представлениями о вещественном составе этих слоев («1» и «2» — базальты, «3» — метабазиты и габброиды, «4» — ультраосновные породы), им была приписана, как и в прежнем варианте расчета, различная теплопроводность — 1,67, 2,51 и 3,35 Вт/м. К соответственно, и затем методом физического моделирования ([6]) была сделана оценка глубинных температур вдоль профиля NASP.

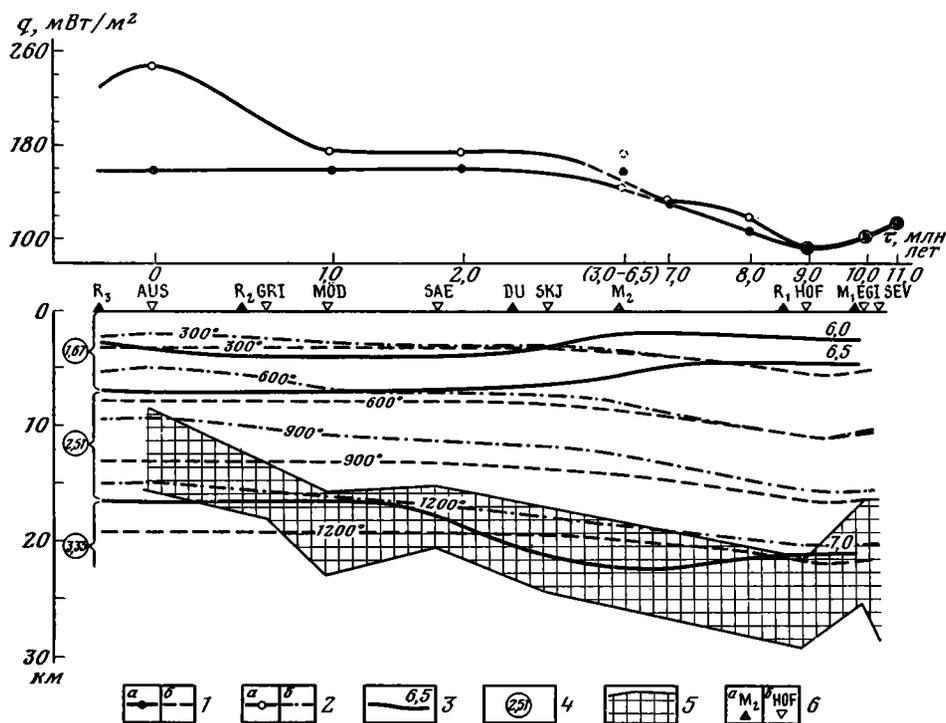


Рис. 3. Глубинное строение и прогнозируемое распределение температур в недрах Исландии по профилю NASP

1 — профиль теплового потока на верхней границе литосферы (а) и положение изотерм (б), рассчитанные при «нормализации по возрасту» кондуктивного потока; 2 — то же, рассчитанные с учетом дополнительного выноса тепла гидротермами; 3 — сейсмические границы (по данным из [26]), км/с; 4 — принятые значения теплопроводности сейсмических слоев (Вт/м. К); 5 — зоны повышенной электропроводности по данным МТЗ (по данным из [11]); 6 — станции ГСЗ (а) и МТЗ (б)

Моделирование велось при смешанных граничных условиях: на верхней границе, принимавшейся горизонтальной, задавалась постоянная температура, равная 0° (условие I рода), и моделировалось распределение теплового потока (условие II рода). Задача решалась в двух вариантах. В первом моделировалось распределение только кондуктивного теплового потока, отвечающего возрасту базальтов вдоль линии профиля. Во втором варианте учитывался дополнительный вынос тепла гидротермами, считая, что они нагреваются в пределах верхних 2–3 км геологического разреза [12]; величина этого выноса также нормализовалась по возрасту базальтов на основании прежних региональных оценок ([8], см. табл. 11, рис. 24) и карты изохрон, представленной на рис. 1, и моделировался суммарный тепловой поток, включающий кондуктивную и конвективную составляющие. Эти два варианта расчета определяют соответственно максимальную и минимальную глубину залегания одноименных изотерм.

Результаты моделирования приведены на рис. 3. Они, как и следовало ожидать, указывают на подъем изотерм к оси неовулканической (рифтовой) зоны Исландии, где тепловой поток максимален. Но этот подъем даже по второму варианту расчета оказывается весьма пологим. Вместе с тем минимум теплового потока в зоне распространения базальтов с возрастами 8–10 млн. лет в конфигурации изотерм выражен слабо и сглаживается с глубиной. Такой характер геотемпературного поля позволяет заключить, что данный минимум связан с рефракцией глубинного кондуктивного теплопотока в реальном геологическом разрезе (так называемой структурно-теплофизической неоднородностью); поэтому не исключено, что аналогичные фланговые минимумы теплового потока в подводных участках срединно-океанических хребтов могут иметь ту же природу.

Выявленные двумя вариантами расчета возможные диапазоны глубин залегания изотерм 300, 600, 900°С невелики (от 0 до 3 км) и уменьшаются к юго-восточному концу профиля. Положение изотермы 1200°С, отвечающей температуре солидуса базальтов в сухих условиях [4], указывает, что максимальная глубина зоны вероятного плавления (кровли астеносферы) не превышает в неовулканической зоне 15–19 км и весьма мало возрастает по мере удаления от нее — до 20–22 км на периферии острова. Потенциальное наличие расплава, меняющее условия теплопередачи, препятствует моделированию геотемпературного поля на больших глубинах и не позволяет определить таким путем мощность зоны возможного плавления.

Моделирование велось при допущении стационарности геотемпературного поля. Хотя условность такого допущения очевидна, оно, как выяснилось, почти не влияет на точность сделанного прогноза. Оценка времени τ достижения стационарного распределения температур при установленной глубине залегания источника, т. е. кровли зоны вероятного присутствия расплава, $H=15-22$ км и температуропроводности вышележащих толщ $a=(5-10) \cdot 10^{-3}$ см²/с, согласно соотношению $\tau = H^2/4a$ [7], показывает, что вызванное этим допущением преувеличение глубины залегания изотермы солидуса может быть ощутимым лишь внутри Срединной зоны, резко уменьшаясь при удалении от ее оси. В поле же распространения базальтов с возрастом более 2,5–4,5 млн. лет и, стало быть, в области флангового минимума кондуктивного теплопотока, геотемпературное поле может считаться стационарным. Строго говоря, оно и здесь квазистационарно, так как с течением времени эти блоки остынут до фонового уровня талассократонов, где кровля зоны возможного плавления находится, как известно, гораздо глубже.

Установленное моделированием положение вдоль профиля NASP верхней границы зоны возможного плавления практически совпадает с сейсмической границей $V_p=7,0$ км/с, часто интерпретируемой как кровля астеносферы. Также хорошо геотермические данные совпадают и с результатами магнито-теллурического зондирования. Для наибольшей объективности сопоставления с установленным распределением температур данные МТЗ [11], полученные в пунктах, показанных на рис. 1, были тоже нормализованы нами по возрасту окружающих базальтов. Такие «нормализованные» данные МТЗ показывают (см. рис. 3), что высокопроводящий слой, присутствие которого Бебло и Бьорнссон связывают с частичным плавлением глубинного вещества, залегает в неовулканической зоне на глубине 10–15 км, а в областях развития плиоценовых и верхнемиоценовых базальтов опускается до глубин 18–25 км. Некоторое расхождение между результатами МТЗ и геотермических расчетов близ оси Срединной зоны (см. рис. 3) может быть следствием вышеупомянутого допущения о стационарности геотемпературного поля, принятого при его физическом моделировании. Сходство же результатов, полученных обоими методами в областях с возрастом базальтов старше 1 млн. лет, подтверждает правомерность сделанного допущения для прогноза глубинных температур в таких блоках.

Подводя итоги, можно констатировать, что совпадение данных, полученных независимо тремя различными геофизическими методами — геотермическим, сейсмическим и магнито-теллурическим, о положении кровли астеносферы под Исландией говорит об их высокой надежности и правильной оценке теплового потока на территории острова и теплопроводности выделяемых в его разрезе сейсмических слоев.

В заключение авторы считают приятным долгим выразить искреннюю признательность Г. А. Ярошевской, Я. Б. Смирнову, Ю. И. Галушкину и М. Л. Баженову за плодотворное обсуждение материалов данного исследования и ценные критические замечания.

Литература

1. Ахметьев М. А. Стратиграфия и флора кайнозоя Исландии (Тр. ГИН АН СССР, вып. 316). М.: Наука, 1978. 188 с.
2. Ахметьев М. А. Неоген Исландии: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геологический наук. М.: ГИН АН СССР, 1980. 52 с.
3. Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М.: Недра, 1970. 246 с.
4. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. Науки о Земле. Т. 62. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
5. Зверев С. М., Косминская И. П., Михота Г. Г., Красильщикова Г. А., Акимов Г. Н., Болдырев С. А., Бурмин В. Ю., Миронова В. И., Фурсов А. Н., Шаблицкий В. М. Микросейсмичность и глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шотландского региона.— В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977, с. 83—191.
6. Иванов Н. С. Моделирование тепловых процессов в горных породах. М.: Наука, 1972. 138 с.
7. Карслоу Г., Егер Дж. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964, 487 с.
8. Кононов В. И., Поляк Б. Г. Геотермальная активность.— В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977, с. 8—82.
9. Мирлин Е. Г., Попов К. В., Фингер Д. Л. Возраст океанического дна в Исландском регионе.— Океанология, 1979, т. 19, вып. 6, с. 1052—1058.
10. Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б., Меркушов В. Н., Падучих В. И., Подгорных Л. В. Новые данные о тепловом потоке в районе хребта Колбейнсей.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 175—178.
11. Beblo M., Bjornsson A. A model of electric resistivity beneath Iceland correlation with temperature.— J. Geophys., 1980, v. 47, p. 184—190.
12. Bödvarsson G. Physical characteristics of natural heat resources in Iceland.— Proceed UN Conf. New Sources Energy. Rome, 1961, p. 1—19.
13. Bram K. New heat flow observations on the Reykjanes Ridge.— J. Geophys., 1980, v. 47, p. 86—90.
14. Fridleifsson I. B. Geothermal activity in Iceland.— Jökull, 1979, v. 29, p. 47—56.
15. Hart S. R., Schilling J.-G., Powell J. L. Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr-isotope geochemistry.— Nat. Phys. Sci., 1973, v. 246, p. 104—107.
16. Langseth M., Zielinsky G. W. Marine heat flow measurements in the Norwegian — Greenland Sea and in the vicinity of Iceland.— In: Geodynamics of Iceland and North Atlantic area/Ed. Kristiansson L.; Reidel, Dordrecht, 1974, p. 277—295.
17. Le Pichon K., Langseth M. Heat flow from the mid-oceanic ridges and sea floor spreading.— Tectonophysics, 1968, v. 8, p. 319—344.
18. McDougall I., Watkins N., Walker G. P. L., Kristjansson L. Potassium-argon and palaeomagnetic analysis of Iceland lava flows; limits on the age of anomaly 5.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 8, p. 1505—1512.
19. O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Grönvold K. Nature and development of basalt magma sources beneath Iceland and the Reykjanes Ridge.— J. petrology, 1976, v. 17, № 3, p. 315—338.
20. Palmason G. On heat flow in Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge.— In: Iceland and mid-oceanic ridges. Soc. Sci. Island, Reykjavik, 1967, p. 111—127.
21. Palmason G. Crystal structure of Iceland from explosive seismology.— Soc. Sci. Island, Reykjavik, 1971, p. 187.
22. Palmason G. Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland.— Geophys. J. R. astr. soc., 1973, v. 33, p. 451—481.
23. Palmason G. Heat flow and hydrothermal activity in Iceland.— In: Geodynamics of Iceland and North Atlantic area/Ed. Kristiansson L., Reidel, Dordrecht, 1974, p. 297—306.
24. Palmason G., Saemundsson K. Summary of conductive heat flow in Iceland.— In: Terrestrial heat flow in Europe/Eds Cermak V., Rybach L. Berlin — Heidelberg; Springer Verlag, 1979, p. 218—220.
25. Palmason G., Arnorsson S., Fridleifsson I. B. The Iceland crust; evidence from drillhole data structure and processes.— Amer. Geophys. Un., Ewing Series III/Ed. Talwani M., 1980, p. 43—65.

26. *Pavlenkova N. I., Zverev S. M.* Seismic model of Iceland's crust.—*Geol. Rundsch.*, 1981, Bd. 70, p. 271—281.
27. *Saemundsson K.* Skursla um hitastigulsboranir a arinu 1976. Orkustofnun, Jarðhitadeild, 7731, Reykjavik, 1977, p. 1—16.
28. *Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland.—*Jökull*, 1979, v. 29, p. 7—28.
29. *Schilling J. C., Noe-Nygaard A.* Faroe Iceland plume: rare earth evidence.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 24, p. 91—96.
30. *Sigvaldsson G. E.* Basalts from the centre of the assumed Icelandic mantle plume.—*J. petrol.*, 1974, v. 15, № 3, p. 497—524.
31. *Sigvaldsson G. E., Steinthorsson S.* Chemistry of tholeiitic basalts from Iceland and their relation to the Kverkfjoll hot spot.— In: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area*/Ed. Kristiansson L., Reidel, Dordrecht, 1974, p. 156—164.
32. *Talwani M., Windish C. C., Langseth M.* Reykjanes ridge crust: a detailed geophysical study.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 2, p. 473—517.
33. *Tomasson J., Fridleifsson I. B., Stefansson V.* A hydrological model for the flow of thermal water in southwestern Iceland with special reference to the Reykir and Reykjanes thermal areas.— In: *Proceedings of the Second UN Symp. on Development and use of geotherm. resources.* San Francisco, 1975, p. 643—648.
34. *Vogt P. R.* The Iceland phenomenon: imprints of a hot spot on ocean crust and implication for flow beneath the plates.— In: *Geodynamics of Iceland and North Atlantic area*/Ed. Kristiansson L., Reidel, Dordrecht, 1974, p. 153—160.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
27.IX.1982

ХРОНИКА

УДК 551.24

НЕКОТОРЫЕ ВПЕЧАТЛЕНИЯ О XVIII ГЕНЕРАЛЬНОЙ АССАМБЛЕЕ
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СОЮЗА

Очередная XVIII Генеральная ассамблея международного геодезического и геофизического союза (МГГС) состоялась с 14 по 27 августа 1983 г. в Гамбурге (ФРГ). Такие ассамблеи собираются каждые четыре года.

Как обычно, ассамблея МГГС представляла собой широчайший научный форум. Во время ассамблей все семь Международных Ассоциаций, входящих в Союз¹, провели свои ассамблеи, состоявшие из десятков симпозиумов и рабочих совещаний. Кроме того, было организовано свыше двадцати межассоциационных симпозиумов, в каждом из которых участвовали две или больше ассоциаций. Общее количество участников приближалось к 4000 человек. Наиболее многочисленными были делегации: США (650), ФРГ (500), Великобритании (300), Франции (220), Японии (110), Канады (105). Обратила на себя внимание делегация КНР, состоявшая из 80 человек. Впервые после очень длительного перерыва китайские ученые в области наук о Земле были представлены на международном совещании в столь большом числе.

Одновременно с ассамблеей МГГС в Гамбурге проходили симпозиумы Международной Комиссии по программе «Литосфера».

Ниже излагаются некоторые впечатления от состоявшихся на ассамблее докладов и обсуждений, которые могут представить интерес для геологов. В связи с малочисленностью советской делегации и невозможностью, в связи с этим, следить за всем, что происходило на ассамблее, эти впечатления поневоле будут далеко не полными.

Как всегда на подобных собраниях, многое из того, о чем сообщалось в докладах, уже было ранее опубликовано. Я остановлюсь только на тех докладах, которые, как кажется, содержали в той или иной мере новые идеи или сведения. При этом речь пойдет только о докладах иностранных специалистов, поскольку с данными советских исследователей легче познакомиться иначе.

В области геодезии, благодаря усовершенствованию измерительной аппаратуры и использованию спутниковых методов, достигнуты значительные успехи в изучении геоида, размеров и формы Земли. Около 85% поверхности Мирового океана в настоящее время покрыто гравитационной съемкой со спутников. В качестве сенсации было сообщено, что глобальная сеть стационарных пунктов, состоящая из 20 доплеровских станций, позволила впервые получить данные о горизонтальных перемещениях глыб земной коры, выходящие за пределы ошибок измерений. Было обнаружено смещение к западу (относительно Северной Америки) Тихоокеанской и Евразийской «плит» и северный дрейф Австралийской «плиты». Измеренные скорости чрезвычайно велики (для Австралии 18 см/год), много больше, чем ожидалось. Насколько эти движения достоверно определены и насколько они выдержаны во времени покажет будущее. Оно же, возможно, объяснит, как вяжется западный дрейф Евразийской плиты относительно Северной Америки со спредингом в Атлантическом океане.

Японскими и американскими исследователями обнаружен широкий круг деформаций земной поверхности перед сильными землетрясениями.

В докладах на симпозиумах по «Строению, составу и динамике континентальной литосферы», и по «Поднятиям плато, рифтам и вулканизму» отмечалось стремление связать свойства и движения континентальной литосферы с ее температурой. Например, китайские ученые Ма и Лиу Годонг привели данные о корреляции между тепловым потоком и подвижностью литосферы для Северо-Восточного Китая.

П. Морган и Д. Чэпмен (США) указали в своих докладах, что литосфера плато Колорадо холоднее, чем литосфера соседних областей провинции Бассейнов и Хребтов. Но в течение последних 30 млн. лет плато нагревается с краев и постепенно обрушивается. Его поднятие вызвано глубинным разогревом, который, однако еще не достиг верхних слоев коры.

Х. Нейгебауэр (ФРГ) подчеркнул, что повсеместно поднятия и вулканизм связаны с аномально разуплотненной нагретой верхней мантией. Аномальные области в мантии находятся на глубине от 50 до 150 км и имеют горизонтальные размеры от 200 до 600 км. Разуплотнение ведет к инверсии плотности и к мантийному диапиризму. В Центральной Европе аномальная мантия в настоящее время выявлена в Паннонском бассейне, Центральных Карпатах, Северных Аппенинах, в долине р. По, в Рейнском

¹ Ассоциации: геодезии; сейсмологии и физики недр Земли; метеорологии и физики атмосферы; геомагнетизма и аэрономии; физических наук об океанах; гидрогеологических наук; вулканологии и химии недр Земли.

грабене и Рейнском массиве. Напротив, уплотненная мантия характерна для Восточно-Европейской платформы, внутренней части Западных Альп, восточной части Австроальпид, Восточных Карпат.

Мантийный диапиризм вообще часто привлекается сейчас в качестве важного структурообразующего процесса. Этот процесс приводит к проникновению разогретой и разуплотненной астеносферы между холодной мантийной литосферой и корой, к отделению первой от второй (т. н. деляминация) и к погружению холодной литосферы в мантию (Д. Маркотт и др.).

В тектонически активных областях разуплотненные слои обнаруживаются и в коре (коровая астеносфера). Кора при этом разделяется на хрупкую верхнюю и пластичную нижнюю части.

В других докладах этой серии делались попытки установить связь определенных термических режимов литосферы с режимами тектоническими, среди которых по канонам тектоники плит выделялись режимы рифтов, коллизии плит и субдукции.

Другое развивающееся направление в проблеме связи поверхностных процессов с глубинными получило наименование — «геохимической геодинамики». В работах этого типа подчеркивается роль флюидов разного состава в тектоно-магматической жизни земной коры. Насыщенные некогерентными элементами флюиды вызывают мантийный метасоматоз литосферы, что облегчает плавление последней и образование щелочных магм (Дж. Фиттон, Г. Дэнлоп, а также И. Фольмер, — все из Великобритании).

Щелочные магмы образуются также при контаминации мантийного материала коровым. Постепенно усиливающаяся контаминация явилась причиной того, что неоген-четвертичный вулканизм в Центральной Европе начинается истощенными магмами, которые со временем все больше насыщаются некогерентными элементами.

В докладах, посвященных океанической коре, излагались преимущественно частные результаты, полученные на небольших участках дна методами детальной сейсмологии с использованием донных сейсмографов. Интерес представляли доклады, в которых указывалось на хорошо выраженную сейсмическую анизотропию океанической мантии, распространяющуюся вглубь не только на всю толщину литосферы, но и проникающую в астеносферу. В результате обсуждения этой проблемы при Ассоциации сейсмологии и физики недр Земли была организована Комиссия по распространению волн в реальных средах.

Следует также отметить, что представление о «горячих точках», над которыми проплывают литосферные плиты, сейчас сопровождается (а в ряде случаев и подменяется) идеей постепенного вспарывания разрывов в литосфере, с чем и связывается миграция вулканических проявлений. Намечается стремление и некоторые «тройные точки» считать результатом постепенного сближения распространяющихся навстречу друг другу разрывов. Такой взгляд нельзя не считать более реалистичным, чем представление о проплавлении фиксированных в пространстве горячими струями расщелин в движущихся литосферных плитах.

В ряде докладов на симпозиуме, посвященном «зависимым от времени процессам и свойствам планетного вещества» сообщались новые экспериментальные данные об изменении реологических свойств вещества при высоких давлениях и температуре.

В докладе Н. Громана (ФРГ) возродилась старая идея Крауса об образовании складчатой зоны Альп в результате «засасывания» земной коры при отсутствии какого-либо внешнего горизонтального сжатия.

В рамках программы «Литосфера» обсуждалось строение Аппалачских и Герцинских складчатых зон. Здесь главное внимание было обращено на результаты изучения глубинного строения коры методом отраженных волн с помощью вибротомографии (Ф. Кук и др., США). В Аппалачах эти результаты интерпретируются как свидетельство о разделении земной коры на тонкие (5—12 км) аллохтонные пластины, которые перемещены в горизонтальном направлении с амплитудами до 200 км.

Большие тектонические перекрытия отмечаются и в Варисцидах Европы (Г.-И. Бэр и др.). Покровы двигались антивергентно в обе стороны от Богемского, Армориканского, Центрально-Французского и Центрально-Иберийского массивов в течение девона и карбона. Амплитуда перемещений местами превышает 100 км.

На симпозиуме по «Геофизике полярных областей» интересным было сообщение о том, что окончательно установлена континентальная природа хр. Менделеева (хр. Альфа). Этот хребет по своему строению вполне аналогичен хр. Ломоносова. Таким образом можно считать законченным длительный спор, когда хр. Менделеева считался то древней островной дугой, то внутриокеаническим поднятием.

В остальном на симпозиуме повторялись известные спрединговые схемы образования Северного Ледовитого океана. Возраст Евразийского бассейна установлен в 60—50 млн. лет, Канадского бассейна 130—110 млн. лет, впадины Макарова 80—50 млн. лет. Образование Канадского бассейна связывается с поворотом Северной Аляски вокруг оси, расположенной у устья р. Маккензи. При этом прибавляется, что причина этого поворота «остаётся тайной».

В докладах на симпозиуме по пассивным окраинам сообщалось, в частности, что детальными исследованиями окраины в районе Нью-Джерси с помощью многоканальной методики сейсмических отражений было установлено, что континентальная кора обрывается близ Береговой магнитной аномалии. Тут, на краю, она подстилается слоем со скоростью 7,2 км/с. Этот слой непрерывно прослеживается в сторону океана, где он входит в состав океанической коры (слой 3 В). Следует считать, что этот слой имеет одинаковое происхождение на всем своем протяжении и, по-видимому, он образован застывшими продуктами частичного расплавления верхней мантии в стадию рифтогенеза. Эти продукты внедрились в континентальную кору и они же образовали новую

океаническую кору (К. Кин, И. Рейд, Дж. Юинг). Автору этих заметок кажется, что в данных представлениях сделан определенный шаг в сторону идеи базификации как о способе замещения континентальной коры океанической.

В ряде докладов отмечалось, что растяжение коры на пассивных окраинах происходит путем образования ластрических сборов, тогда как представление о горстах и грабенах стало, как говорилось, «не модным».

На симпозиуме по «Тепловому потоку и геотермическим процессам» обсуждались главным образом детали процесса передачи тепла в связи с разной теплопроводностью пород и циркулирующей подземных вод.

В докладах по палеогеотермике обращалось специальное внимание на то, как влияют на современный тепловой поток прежние климатические условия и в первую очередь — четвертичное оледенение. С использованием изотопов O, S, C, H, а также процессов углефикации в качестве геотермометров были определены прежние тепловые потоки для некоторых зон. Например, было установлено, что в Предварисском прогибе в конце палеозоя геотермический градиент достигал 60—80°С/км. Была освещена термическая история поднятия Альп.

Ассоциация сейсмологии и физики недр Земли организовала обсуждение методических вопросов, связанных с составлением «Обобщенных карт глубинного строения земной коры и верхней мантии». В настоящее время интерес к таким картам очень велик и обсуждение привлечло большое число участников. Дело в том, что не только в теоретических, но и в практических целях представляет большую важность понимание связи наблюдаемых на поверхности геологических структур с более глубокими структурами и процессами, происходящими в глубине земной коры и в верхней мантии. Такое понимание необходимо для правильного представления генезиса геологических структур, а также для прогнозирования размещения и направления поисков полезных ископаемых. Но сейчас тому, кто хочет познакомиться с основными особенностями глубинного строения коры и верхних слоев мантии, приходится иметь дело с большим числом карт, составленных разными геофизическими методами, а также с разнохарактерными профилями. И весь этот разнородный материал необходимо как-то обобщать в уме. Между тем, используя существующие корреляции между различными геофизическими параметрами, можно попытаться сильно ограничить число данных, которые должны быть показаны на карте и, вместе с тем, сохранить за такой картой информативность достаточную, чтобы дать представление об основных особенностях глубинного строения.

Основные методические предложения были представлены советскими участниками обсуждения (Н. И. Павленковой и автором этих строк), а также профессором П. Гизе из Западного Берлина. Итогом обсуждения была организация специальной рабочей группы, для дальнейшей разработки этого вопроса.

Обратимся теперь к тому, как звучали на Ассамблее общие проблемы строения и развития земной коры.

Прежде всего следует отметить, что, как правило, западные исследователи (кроме, пожалуй, некоторых ученых ФРГ) обращаясь к общим вопросам, принимают концепцию «тектоники плит», как не подлежащую обсуждению. Какие-либо альтернативы просто не рассматриваются. Если же фактические данные в той или иной степени не соответствуют этой концепции, то обычным приемом является создание дополнительных гипотез, которые позволяют принять эти данные без нарушения основных представлений. Это умонастроение в наибольшей степени проявилось в содержании докладов на симпозиуме по «Структурам и процессам в зонах субдукции», который оказался рекордным по числу докладов (около 70).

Как известно, за последнее время появилось немало фактических данных, которые при объективном отношении к ним могли бы поставить под серьезные сомнения представление о реальности процесса субдукции. Например, глубоководное бурение не обнаружало в ряде мест на внутреннем склоне глубоководных желобов ожидавшегося сгущивания океанических осадков. Осадки на этих склонах оказались преимущественно происходящими за счет сноса с островной дуги или с прилегающего континента. Не вяжутся также с представлением о субдукции в ее исходном виде чрезвычайно малый объем осадков в глубоководных желобах и наблюдаемое, в особенности вдоль края Южной и Центральной Америки, косое срезание континентальных структур. Чтобы преодолеть эти противоречия, выдвинута гипотеза, согласно которой существуют разные типы зон субдукции. Наряду, так сказать, с «классической» субдукцией, когда на внутреннем склоне глубоководного желоба происходит аккреция океанических осадков, предполагается существование еще двух типов субдукции. Один из них характеризуется тем, что вместе с консолидированной океанической литосферой в зоне субдукции полностью поглощается и слой океанических осадков. Другой же отличается тем, что на нем происходит «субдукционная эрозия» континентальной коры, т. е. край континентальной коры в зоне субдукции обламывается и затягивается вглубь вместе с океанической литосферой. Основным автором этой дополнительной гипотезы является известный японский геофизик С. Уеда, который изложил ее на ассамблее в своей большой лекции. Кажется странным, что эта гипотеза у большинства, по-видимому, не вызывает тревоги, хотя затягивание океанических осадков означает, что на поверхности земной коры никаких реальных признаков субдукции не остается, а поглощение континентальной коры противоречит одному из основных положений «тектоники плит» о «плавуности» континентальной коры. Дополнительной гипотезой аналогичного характера является представление о том, что в некоторых местах по неизвестным причинам, субдукция замещается или сопровождается «обдукцией», т. е. надвиганием верхней части океанической литосферы на континент, что опять же не соответствует идее тектоники плит об относительной плотности океанической и континентальной литосфер.

Центральный доклад на симпозиуме по субдукции сделал А. Рингвуд. Он значительно усложнил свою известную схему глубинных процессов в зонах субдукции. Он полагает, что мантийный пиролит, дифференцируясь в срединных хребтах, образует слоистую литосферу, состоящую из базальтовой коры, подстилаемой гарцбургитом и ниже пиролитом, потерявшим некогерентные элементы. Объемные силы, вызывающие субдукцию, концентрированы преимущественно в верхнем, холодном и хрупком слое литосферы, состоящем из базальта и гарцбургита. Нижний слой, сложенный относительно пластичным пиролитом, отделяется во время субдукции и поглощается верхней мантией. Этот источник материала через период времени порядка 10^9 лет оказывается источником базальтовой магмы срединных хребтов. Язык литосферы, сложенный базальтом и гарцбургитом, опускается до глубины около 600 км. Фазовые переходы в этом языке приводят к тому, что опустившаяся литосфера остается более плотной, чем окружающая мантия до указанной глубины. Глубже 650 км бывшая базальтовая кора является более плотной, чем мантия, тогда как бывший гарцбургит становится относительно плавучим. В результате неоднородной деформации язык изгибается и в виде эллипсоидального «мегалита» останавливается на уровне сейсмической границы 650 км. Мегалит (размер которого больше 300 км) нагревается путем теплопроводности и становится равновесным с окружающей мантией через 1—2 млрд. лет. Происходит частичное плавление остатков бывшей базальтовой коры. Образующаяся жидкость загрязняет окружающий бывший гарцбургит, делая его способным производить базальтовую магму. По мере того, как мегалит нагревается, его вязкость падает и большие плотные глыбы бывшей океанической коры (потерявшие при частичном плавлении некогерентные элементы) опускаются в нижнюю мантию. А обогащенный бывший гарцбургит становится плавучим. Диapiroсы этого материала поднимаются в верхнюю мантию, присоединяются к литосфере и после некоторого частичного плавления становятся источником щелочных базальтовых серий. В океанических областях этот процесс ведет к образованию магм «горячих точек», а на континентах те же диapiroсы вызывают выгибание коры и рифтогенез, также сопровождаемый щелочными магмами.

Как видно, эта сложная схема предназначена для объяснения того, каким образом из поглощенного мантией материала, обедненного некогерентными элементами, можно получить в дальнейшем магму, обогащенную теми же элементами. Можно сильно сомневаться в том, что эта схема способна выполнить указанное требование. Известные в настоящее время гораздо более простые схемы, предполагающие давнее расслоение верхней мантии на два слоя — источникный некогерентными элементами вверху и обогащенный ими внизу — и непосредственную связь проявлений щелочного магматизма с глубоким слоем с помощью глубинных разломов, — кажутся гораздо более понятными и правдоподобными.

Обращает на себя внимание то, что в докладах о процессах субдукции почти совершенно не упоминалось о трении погружающейся литосферы о вмещающую среду как об источнике нагрева, расположенной выше верхней мантии. Напротив, С. Уеда в своем докладе прямо указал, что для того, чтобы объяснить вулканизм под зоной субдукции, необходимо предположить, что в данной области уже имеется нагретая мантия. Таким образом, одна из важнейших с позиций тектоники плит функций субдукции, по-видимому, отпадает. Впрочем, не всякая субдукция вызывает «островодужный» вулканизм: А. Сакс (США) в своем докладе утверждал, что если в субдукции участвует молодая литосфера, то она не погружается глубоко, а движется горизонтально, непосредственно под континентальной литосферой и с такой субдукцией не связаны ни глубокие землетрясения, ни вулканизм.

Известный китайский геолог Чжан-Венью в своем сообщении воскресил старую идею ново-зеландского геофизика Ф. Эвисона о гравитационном растекании континентов в сторону океанов, которое он противопоставил субдукции.

Возможно, следует также упомянуть о докладе А. Нура, который высказал предположение, что в середине Тихого океана («за пределами Австралии и Новой Зеландии») в палеозое существовал континент Пацифика, который был затем растащен конвекционными потоками в разные стороны и сейчас его обломки могут быть обнаружены в виде «тектонического коллажа», по краям Северной Америки, Юго-Восточной Азии, Японии и «Восточной Сибири» (под которой он, видимо, понимает Дальний Восток).

В целом, можно констатировать, что романтический период для тектоники плит закончился. Начались будни, которые требуют более хладнокровного отношения к геологической и геофизической реальности. И хотя формально тектоника плит сохраняет свои позиции, можно подметить, что начался процесс эрозии ее основных положений и мы в течение последующих лет, по-видимому, будем свидетелями значительных преобразований этой концепции.

Из того, о чем речь шла выше, полезно, как нам кажется, отметить значительное усиление внимания международной научной общественности к двум направлениям в науках о Земле: к связи различной эндогенной геологической активности с неоднородностями геотермического режима недр, и к тому, что получило наименование «геохимической геодинамики». Эти два направления заслуживают того, чтобы быть усиленными и в работах советских исследовательских учреждений. Много принципиально важного можно также получить, как показали некоторые доклады на ассамблее, из детальных геологогеофизических работ в зонах перехода от континента к океану.

На ассамблее были проведены выборы нового руководства как Союза, так и ассоциаций, и многочисленных комиссий, комитетов и рабочих групп. Президентом МГГС на следующие четыре года был избран индийский ученый-океанограф проф. Д. Лал. Членом Бюро МГГС избран крупный советский специалист в области теорети-

ческой геофизики В. И. Кейлис-Борок. Президентом Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли избран японский сейсмолог Сузуки, вице-президентом — советский ученый А. В. Николаев. Заместителем председателя Комиссии по распространению сейсмических волн в реальных средах избран Е. М. Чесноков (председатель Комиссии — С. Кремпин из Великобритании). Сопредседателями Рабочей группы по «Обобщенным картам коры и верхней мантии» были избраны П. Гизе (Зап. Берлин) и В. В. Белоусов.

Совет Союза утвердил 19 резолюций. Почти все резолюции носят научный характер. Из них здесь можно отметить резолюции, призывающие усилить изучение влияния атмосферы океана на вращение Земли, а также рекомендующие определить изменения объема ледников в Антарктике и Гренландии с помощью искусственных спутников, запускаемых по полярным орбитам. Совет утвердил представленную Ассоциацией сейсмологии и физики недр Земли резолюцию относительно составления обобщенных карт глобального строения коры и верхней мантии. Была принята резолюция о неизбежных последствиях ядерной войны и о необходимости действий в целях изучения таких последствий и распространения о них сведений среди широких кругов населения Земли.

Следующая Генеральная ассамблея МГГС состоится в 1987 г. в г. Ванкувере (Канада). В промежутке, в 1985 г., состоится ассамблея отдельных ассоциаций.

В. В. Белоусов

УДК 551.24

ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ НА XVIII ГЕНЕРАЛЬНОЙ АССАМБЛЕЕ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СОЮЗА

С 15 по 27 августа 1983 г. в Гамбурге (ФРГ) проходила XVIII Генеральная ассамблея международного геофизического и геодезического союза (IUGG). Одновременно проводились многочисленные симпозиумы международных ассоциаций, входящих в этот союз: сейсмологии и строения земных недр (IASPEI), вулканологии и химизма земных недр (IAVGEI), геомагнетизма и аэрономии (IAGA) и ряда других, а также симпозиумы и деловые заседания рабочих групп Межсоюзной комиссии по литосфере (ICL). Программа была необычайно обширной и разнообразной, и, естественно, одному лицу невозможно охватить все проблемы, которые обсуждались на симпозиумах, тем более что ежедневно одновременно проходило два-три заседания, представлявшие интерес для того или иного специалиста. Поэтому предлагаемые вниманию читателя записки не претендуют на полноту освещения работы ассамблеи. Они касаются лишь некоторых из вопросов тектоники. Кроме того, здесь не освещены результаты работ советских ученых, которые представили целый ряд интересных докладов. Эти результаты были опубликованы в Советском Союзе, в том числе в журнале «Геотектоника».

Впервые непосредственными замерах было доказано перемещение литосферных плит. Об этом говорилось на сессии IUGG-2 «Деформации литосферы» в докладе американских ученых Р. Дж. Андерле и С. А. Мальевака «Движение плит, рассчитанное по наблюдениям доплеровского эффекта спутников». В докладе излагались результаты наблюдений на 20 станциях, расположенных в Северной Америке, Европе, Африке, Южной Америке, Японии, Филиппинах, Австралии, островах Самоа в Тихом океане. Измерения велись в течение 1975—1982 гг. Точность определения скорости перемещения станций составила за этот промежуток времени 2 см/год. Надежными, находящимися за пределами ошибок эксперимента оказались данные по станциям для трех плит: Евразийской, Тихоокеанской и Австралийской, которые, как было определено, со значительной скоростью движутся по отношению к Северо-Американской плите (см. таблицу). Как видно из таблицы, замеренные движения трех плит направлены в общем в ту же сторону, как это вытекает из данных по линейным магнитным аномалиям океана и трансформным разломам, но строгой согласованности все же нет. Обращает на себя внимание, что скорости движения оказались в 2 раза большими, чем рассчитанные для так называемой мгновенной кинематики плит по геологическим данным.

Подтверждение перемещения плит пришло из результатов непрерывных геодезических измерений положения реперов по разные стороны рифта Исландии в районе зоны Крафла (65°40' с. ш., 17°00' з. д.). Здесь начиная с 1965 г. в полосе шириной 40 км действует контрольная геодезическая сеть, установленная учеными из Технического университета Брауншвейга (ФРГ). Результаты измерений были доложены на Генеральной ассамблее Д. Меллером, Б. Риттером и К. Вендтом. В ходе первых измерений с

Плиты	Перемещение по отношению к Северной Америке, см/год	
	по долготе	по широте
Евразийская	9,7 на восток	1,3 на юг
Тихоокеанская	8,2 на запад	5,4 на юг
Австралийская	1,7 на запад	14,1 на север

1965 по 1971 г. было обнаружено неожиданное сокращение поверхности на 0,5 м, но с декабря 1975 г. был зарегистрирован необычайно сильный эпизод раздвижения. За этот эпизод до 1980 г. горизонтальное растяжение, направленное строго поперек рифта, составило 7,5 м. Средняя скорость равна за 5 лет 150 см/год, т. е. на два порядка больше скорости спрединга, рассчитанной по магнитным аномалиям по соседству, в хребте Рейкьянес в Атлантическом океане. Видно, что движение плит проходит крайне неравномерно: периоды покоя чередуются с эпизодами быстрых перемещений. Интересными оказались также результаты измерений напряжений сжатия по обрамлению рифта, которые в период сильного растяжения уменьшились на порядок.

Впечатляющие карты мира были составлены со спутников. В течение последних 10 лет с трех американских спутников производились измерения радарным альтиметром высоты геоида. Точность замеров составляла 40 см, т. е. в том числе подробно регистрировалось волнение моря. Главное внимание было сконцентрировано на съемке океанов со спутников СИСАТ (SEASAT — морской спутник) и ГЕОС-3. На ассамблее в докладах Дж. Апеля и У. Уилсона и в особенности в докладе Дж. Марша и др. была продемонстрирована цветная карта морского дна, полученная со спутников (рельеф геоида, вернее, значения, получаемые альтиметром, хорошо коррелируются с рельефом коренного ложа океана). На карте прекрасно видны глубоководные желоба, ущелья трансформных разломов, в ряде мест — срединно-океанические хребты. В результате съемки открыто несколько тысяч новых объектов, преимущественно не известных до этого подводных гор. Эта карта и отдельные ее части начинают широко использоваться в качестве основы при исследовании строения дна. Особенно интересны, видимо, те участки, где нет корреляции между рельефом и полученными значениями высот, например, в ряде случаев (Центральная Атлантика) в срединно-океанических хребтах. Кроме того, полученные данные после ряда преобразований, снимающих влияние рельефа, обнаружили, как известно, крупные положительные и отрицательные аномалии в форме геоида: одна из таких положительных аномалий занимает пространство от Исландии до Мадагаскара, другая — восток центральной части Тихого океана. Крупная отрицательная аномалия протягивается до Индийского океана к югу от Индии через Центральную Азию на север Сибири. Эти аномалии могут быть связаны с влиянием конвективных течений в нижней мантии. Ряд докладов был посвящен конвективным течениям, в частности рассматривался вариант двухъярусной конвекции в нижней и верхней мантии раздельно.

Со спутника МАГСАТ были проведены измерения магнитного поля Земли. Результаты обсуждались на специальном симпозиуме (IUGG-13). Любопытно, что спутниковые аномалии часто отличаются от тех, которые выявлены при съемке с самолетов и морских судов. Эти отклонения объясняются воздействием ионосферных течений либо возмущениями на границе ядро — мантия. Вместе с тем установлено, что континентальным рифтам свойственны отрицательные магнитные аномалии. Большие минимумы приурочены к шитам, в особенности к Балтийскому шиту. Со спутников хорошо прослеживается Курская магнитная аномалия длиной 450 и шириной 150 км.

Геолого-геофизические доклады на ассамблее, посвященные как дну океанов, так и континентам, базировались на самых последних результатах, полученных, как правило, с применением новейшей техники. Использование современной аппаратуры с высокой разрешающей способностью является одним из самых важных условий прогресса в познании строения Земли. Из этой новой техники следует упомянуть следующие (некоторые из них уже работают в течение 10 лет): многоканальное сейсмическое профилирование методом отраженных волн как в океане, так и на суше; многолучевой эхолот СИБИМ (SEABEAM), позволяющий производить батиметрическую съемку не по профилю, а сплошной полосой шириной до 10 км (и более); сонар бокового обзора ГЛОРИЯ, с помощью которого получают изображения рельефа дна в виде отражений от неровностей в полосе шириной до 40 км; придонные буксируемые аппараты (deep tow) с различной геофизической аппаратурой; совершенно новый аппарат СИМАРК (SEAMARK), способный одновременно получать как отражения от дна, так и расстояния до них, т. е. совмещающий свойства СИБИМа и ГЛОРИИ. Приходится с сожалением констатировать, что по развитию этих технических средств, кроме многоканального профилирования, наша страна отстает от передового уровня.

Большое внимание было уделено новым данным о строении пассивных континентальных окраин (симпозиум ICL-2). Во многих докладах (К. Хинца, Д. Робертса, Ж.-К. Сибуэ, Х. Ларсена и др.) рассматривалась природа глубинных отражающих границ, наклоненных от континента в сторону океана. Когда началось многоканальное сейсмическое профилирование, способное получать отражения с глубин до 10 с (и даже более), то ниже поверхности так называемого акустического основания, подстилающего толщу осадков континентальной окраины, были обнаружены дополнительные отражающие горизонты, падающие под углами до 10° в сторону океана и расходящиеся веером в том же направлении. Такие горизонты были найдены на плато Воринг, на плато Роккол, вдоль атлантической окраины Северной Америки, Южной Америки и Африки, в Индии под базальтами Деккана, вокруг Антарктиды, в Гренландии и других местах. Они прослеживаются еще в пределах континентальной коры, уходя до глубин 8—12 км и сменяясь в сторону океана нормальной океанической корой. Местами эти отражающие горизонты погружаются плавно, в других случаях нарушены разломами и отделены от океана краевым поднятием. Только на банке Роккол скважина глубоководного бурения (№ 552) прошла через эти накопленные горизонты и обнаружила, что они представлены чередованием базальтов и осадков. Их скоростная характеристика (4,3—4,8 км/с) соответствует такому составу. Происхождение наклонных горизонтов активно обсуждалось во время заседаний. Предполагалось, что либо они отвечают

полуграбенам, выполненным осадками, либо базальтам, сформированным в результате субаэрального спринга или продолжающим в сторону океана базальтовые плато, такие, как базальты Параны или Декканские траппы.

В докладе С. Кин с соавторами (США) отмечалось, что 3-й слой океанической коры со скоростями 7,2—7,4 км/с продолжается от Атлантического океана далеко на запад под пассивную окраину Северной Америки в район Нью-Джерси, уходя к западу от Восточной береговой магнитной аномалии, отвечающей, как принималось, границе континентальной и океанической коры. Интерпретация появления такого слоя под континентальной окраиной та, что в континентальную кору во время рифтинга и растяжения внедрялись основные магматические тела. Эти результаты были получены в ходе эксперимента LASE с применением одновременно трех судов для многоканального профилирования с общим расстоянием между судами 13 км.

К. Клитгорд (США) продемонстрировал изменение строения пассивной окраины Северной Америки по простиранию. Он показал, что окраина развивалась за счет накопления мощной (до 12 км) толщи осадков мезозоя и кайнозоя, постоянно продвигавшихся в сторону океана. Ряд докладов был посвящен ранней истории и первичному раскрытию Атлантического океана в районе разлома Чарли Гиббса и между Иберией и Ньюфаундлендом.

Крайне интересные результаты получены по глубинному строению складчатых поясов. Этому вопросу были посвящены доклады американских, английских и западногерманских ученых (Ф. Кук и др., С. Андо и др., Дж. Берендт, Д. Журди, С. Проделл, Дж. Брюви, Р. Хоурс, Г. Бэр, Р. Мейсснер, Д. Бланделл) на симпозиуме ICL-3. В Аппалачах Северной Америки был осуществлен проект СОСОРР, в ходе которого с применением виброизлучателей и передвижных (установленных на автомашинах) сейсмоприемников получено непрерывное многоканальное сейсмопрофилирование складчатого пояса. Оказалось, что на глубинах 10—20 км прослеживаются отражающие горизонты почти через весь пояс. Вдоль некоторых отражающих горизонтов возможно даже присутствие осадков, протягивающихся непрерывно из западного Форланда, т. е. от Северо-Американской платформы. Эти результаты позволяют говорить о тонкочешуйчатой (thin-skinned) структуре складчатых поясов. Выяснилось, что такие крупные антиклинории, как поднятия Голубых и Зеленых гор, находятся целиком в аллохтонном залегании, а ширина тектонических покровов и величина их перемещения составляет 100—200 км. Предполагается, что автохтонное гренвилевское основание продолжается на восток ниже складчатого пояса под Пидмонт, доходя до Шарлотского сланцевого пояса. Главный шов столкновения Северной Америки и Африки находится, видимо, где-то в районе этого пояса.

Аналогичные работы были выполнены в Шотландских каледонидах, в герцинидах юго-западной Англии и Рено-Герцинской зоны, в Баварских Альпах. В Шотландии на глубине 30 км прослежен отражающий горизонт, отвечающий границе Мохо, а выше зарегистрирована серия наклонных площадей, две из которых выходят на поверхность и отвечают известным крупным надвигом: Мойнскому и Внешнему островному. Одна из наклонных поверхностей пересекает границу Мохо и уходит на глубину 40 км. Ее природа остается неизвестной. По проекту MOIST было выполнено многоканальное сейсмическое профилирование в прибрежной зоне Шотландии и к югу от Корнуэлла. Эти работы, в частности, показали, что в герцинском поясе юго-западной Англии все отражающие горизонты, интерпретируемые как надвиги, падают на юг, в том числе тектонический покров, включающий известный офолитовый массив Лизард.

Р. Мейсснер (ФРГ) продемонстрировал сложное строение глубинных горизонтов континентальной земной коры, показав, что они состоят из линзовидных блоков, обычно наклоненных в ту или иную сторону и пальцеобразно слетающихся между собой. Автор доклада полагает, что большая часть этих блоков образована метаморфическими породами, надвинутыми друг на друга в процессе ранних орогений. По его мнению, следует решительно отказаться от прежней простой модели строения континентальной коры, расслоенной на гранитный и базальтовый слои.

На симпозиуме IUGG-05 «Геофизика полярных областей» были представлены доклады, касающиеся строения и развития Арктики и Антарктики. Приводились многие новые данные, полученные в ходе геофизических исследований со льда, в частности со станции «Фрам» (эксперимент LOREX). Канадские ученые выполнили эксперимент CESAR-83 на хребте Альфа, создав за полмесяца прекрасно оборудованную научную станцию на льду (первое снаряжение было сброшено на парашютах, затем была быстро сделана посадочная полоса). Проводился полный комплекс геофизических работ, включая ГСЗ, сейсмопрофилирование МОВ, измерения теплового потока и др. Было показано, что хребет Альфа имеет утолщенную до 20 км кору, приближаясь по скоростной характеристике к хребту Ломоносова, т. е. имеет скорее континентальную природу. В бассейне Макарова был открыт глубокий грабен с 2 км горизонтально лежащих осадков. Судя по имеющимся данным, Канадский бассейн раскрылся в интервале времени 130—80 млн. лет назад, бассейн Макарова — 88—53 млн. лет и Евразийский бассейн — 55—0 млн. лет. С дрейфующей станции «Фрам» были получены сейсмические разрезы котловины Нансена и плато Ермак. На плато Ермак зарегистрирована очень малая мощность осадочного чехла, что свидетельствует о молодости погружения этого плато ниже уровня моря.

А. Грин и др. (США) сделали доклад о минеральных ресурсах Арктики, основывая его главным образом на картах-реконструкциях от девона до эоцена. Они показали, что за это время сформировались обширные осадочные бассейны, которые могут являться потенциальными поставщиками нефти и газа. Широкое распространение зон субдукции между Азией и Америкой благоприятствует появлению рудных месторождений.

На симпозиуме IAGA-15 «Мегаплиты и микроплиты» излагались результаты последних палеомагнитных измерений в разных частях мира. Следует упомянуть новейшие результаты по Китаю, полученные М. Макэллинни (Австралия) совместно с китайскими палеомагнитологами. Они указывают, что Северная и Южная Китайская платформы были разделены вплоть до верхнего палеозоя. Сверх программы был поставлен доклад А. Ранкорна «Палеомагнетизм Луны». В докладе было показано, что интенсивность остаточной намагниченности постепенно падает от пород с возрастом 4 млрд. лет к породам с возрастом 3,2 млрд. лет, что говорит о постепенном исчезновении жидкого ядра. Древнее магнитное поле является дипольным, но его ось не совпадает с современной осью вращения Луны, что, по мнению А. Ранкорна, свидетельствует о повороте Луны в целом относительно оси ее вращения за счет косо го столкновения с крупными метеоритами.

Строение океанического дна и зон субдукции рассматривалось на нескольких симпозиумах (IUGG-01 и -11, IASPEI-10 и -11). Известный японский геофизик С. Уеда прочел на пленарном заседании ассамблеи лекцию «Зоны субдукции, их разнообразие, механизм действия и значения для человечества». Он изложил данные о существовании двух типов зон субдукции. Первый из них, марианский, характеризуется свободным погружением океанической плиты в мантию и господством условий растяжения в тылу дуги. Это связано с тем, что нависающая плита отодвигается от фиксированной относительно мантии, или «заякоренной», зоны субдукции. Второй тип, чилийский, составляют активные окраины континентов, такие, как Андийская окраина Южной Америки. Там нависающая континентальная плита надвигается на «заякоренную» зону субдукции. Главный механизм субдукции С. Уеда видит в затягивании океанической плиты вниз в результате ее соответственного веса, возрастающего при охлаждении и утолщении литосферы по мере удаления от оси спрединга. Для человечества зоны субдукции весьма важны, так как вдоль них формируются залежи медноколчеданных и меднопорфировых руд, а кроме того, субдукцию можно использовать для захоронения отходов.

В ряде докладов (Р. Кэй, США; А. Рингвуд, Австралия) обсуждалась петрология зон субдукции, в частности вопросы генерации магм и способности зон субдукции сейчас генерировать континентальную кору. Используя данные по составу и изотопной характеристике островодужного магматизма, Р. Кэй подсчитал, что если все прирост континентального материала в островных дугах, в особенности в виде повышенного по сравнению с океанической корой содержания калия, происходит за счет переработки осадков, принесенных с континента и затянутах в зоны субдукции, то требуется переплавление 45 км³ осадков в 1 млн. лет на 1 км длины дуги. Он приходит к выводу, что существует дополнительный приток континентального материала из глубины, скорее всего из нестощенной мантии.

К. Кобаяши (Япония) акцентировал внимание на цикличности событий в системе желоб — дуга — тыловой бассейн: периоды раскрытия бассейнов в тылу дуг чередуются с периодами вулканической активности в дугах. Такую цикличность он объясняет тем, что погружающаяся в зоне субдукции плита периодически разрушается и необходимо время (до 10 млн. лет), чтобы эта плита нарастала заново.

Т. Хилде (США) и С. Уеда (Япония) связали глубину желобов с возрастом погружающейся плиты: чем древнее плита, т. е. чем она тяжелее, чем больше глубина.

С. Хонда и С. Уеда (Япония) представили модернизированный температурный разрез через островные дуги, основанный на новой сводке теплового потока. Они показали, что между желобом и дугой существует область очень низкого теплового потока (0,5—1 ЕТП). В противоположность этому в тылу дуги всегда есть область высокого теплового потока. В зонах субдукции марианского типа существует линза аномально разогретой астеносферы с температурой до 1400°, тогда как в зонах чилийского типа такая линза отсутствует.

Х. Шимакура и др. (Япония) сообщили, что они обнаружили скоростные неоднородности (по прохождению продольных волн) в океанической литосфере, изменяющиеся от 4 до 7%. Результаты были получены с применением регистрации длинных взрывов (longshot) сетью донных сейсмографов на профилях длиной от 1000 до 1800 км. Анизотропия литосферы простирается до глубины 140 км. Интересно, что азимут ориентировки зоны с максимальной скоростью равен СЗ 330—340° и совпадает с простиранием прежнего, до 40 млн. лет назад, направления спрединга Тихого океана.

Строение континентальной литосферы обсуждалось на симпозиумах ICL-1 и IUGG-12. Много внимания было уделено процессам утонения литосферы, которые приводят к расколу континентов (или связаны с ним). Большие трудности возникают с определением нижней границы континентальной литосферы. Интересными были результаты, полученные В. Бабушка и др. (Чехословакия), о прохождении сейсмических волн под Центральной Европой. На уровне до 200 км еще сказываются поверхностные структуры, такие, как Паннонский бассейн, Альпы, Карпаты, Рейнский грабен, а на глубинах 300—400 км такой связи уже нет; там вырисовывается положительная скоростная аномалия от Центрального массива во Франции до Паннонского бассейна, пересекающая все поверхностные структуры.

Отдельный симпозиум (IUGG-07) касался горячих точек и мантийных струй и вообще внутриплитового вулканизма. С этой темой близко соприкасалась лекция проф. Дж. Вассербурга (США) «Строение и развитие мантии по данным изотопной геохимии», прочитанная на пленарном заседании IASPEI. Данные по изотопам Pb, Sr, Nd, Lu, а также благородных газов Хе и Не, равно как и другие геохимические материалы, однозначно показывают, что существуют два источника мантийного магматизма, один из которых истощен литофильными элементами с крупными ионными радиусами, а другой — обогащен ими. Источенная мантия питает базальты срединно-океанических

хребтов, а влияние неистощенной мантии сказывается на составе лав внутриокеанических островов, изолированных вулканов на континентах и платобазальтов, т. е. на внутриплитовом вулканизме, являющемся отражением горячих точек и мантийных струй. По мнению Дж. Вассербурга, истощенная мантия сосредоточена в астеносфере, а неистощенной и даже не полностью дегазированной является нижняя мантия. Разделение на истощенную и неистощенную произошло 1,5—2 млрд. лет назад. Другая точка зрения отстаивалась У. Уайтом и др. (Англия), которые предполагают, что слой, обогащенный литофильными элементами и питающий внутриплитовый вулканизм, находится на разделе нижней и верхней мантии и образовался в результате затягивания в зоны субдукции обогащенного континентального материала (в виде, например, осадков) и в дальнейшем вовлеченного в конвективный кругооборот верхней мантии. В соответствии с моделью А. Рингвуда (Австралия), в зоны субдукции попадают слои как истощенной океанической мантии (гарбуриты), так и обогащенной мантии (лерполиты и пиролит). В основании зон субдукции на глубинах 600—700 км они сгущаются, образуя неправильной формы скопления, или мегалиты. В дальнейшем те мегалиты, которые сложены истощенным материалом, дают начало базальтам срединно-океанических хребтов, а те, в которых есть неистощенный материал, обеспечивают состав внутриплитового вулканизма.

Ряд докладов касался конкретных областей проявления внутриплитового вулканизма: гор Музыкантов, Лайн, Самоа, Каролинских островов, Исландии (где, как сообщалось в докладе Э. Хьюбси и К. Триггвассона (Норвегия), обнаружены низкоскоростные горизонты в мантии на четырех уровнях от 75 до 370 км), Нигера, Восточного Китая, Австралии и др. В других докладах рассматривались теоретические аспекты образования мантийных струй. Так, в докладах А. Босса и И. Сакса (США) и Д. Стейси и др. (США) излагались результаты численного моделирования мантийных струй, поднимающихся от слоя «D» на границе ядро — мантия. В слое «D», по мнению авторов докладов, существует сильное послонное течение (за счет разогрева и неустойчивости границы раздела), которое может местами прорываться наверх и достигать астеносферы за 50—100 млн. лет, претерпевая фазовые переходы на рубеже нижней и верхней мантии. По расчетам Д. Стейси и др., радиус поднимающейся мантийной струи равен 11,5 км.

Перечисленные результаты далеко не исчерпывают всего огромного материала, который был доложен на ассамблее. Но даже из сказанного видно, что усилия ученых сейчас все больше и больше устремляются на познание глубинных процессов и на выяснение связей близповерхностных структур со строением и эволюцией мантии Земли.

Л. П. Зоненшайн

Редакционная коллегия:

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ
В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС

Адрес редакции

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

Зав. редакцией *Б. Д. Грель*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 5.11.83 Подписано к печати 26.12.83 Т-22070 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Усл. кр.-отт. 19,2 тыс. Уч.-изд. листов 13,1 Бум. л. 4,0
Тираж 1673 экз. Зак. 4764

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

В-485

ВОЛГИНА 13-72

ХЕРАСКОВОЙ Г Н

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

3

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ СЕЙСМОЛОГИИ И НЕОТЕКТОНИКИ.

(Вычислительная сейсмология. Вып. 8). 1975. 192 с. 1 р. 24 к.

Сборник посвящен применению современной математики и электронно-вычислительных машин к анализу геолого-геофизических данных. Рассматривается совместный анализ данных сейсмологии и неотектоники при оценке сейсмического риска и прогнозе места сильных землетрясений.

Издание рассчитано на сейсмологов.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ.

1976. 368 с. 3 р. 99 к.

В монографии систематизированы новейшие данные по строению и развитию земной коры и верхней мантии Азиатского континента. Рассмотрены закономерности локализации полезных ископаемых в разновозрастных и различных по строению тектонических элементах.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей, интересующихся проблемами тектоники и геофизики.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»