

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1979

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1979

СОДЕРЖАНИЕ

Муратов М. В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования	3
Гинтов О. Б. Первичные концентрические структуры земной коры	29
Русанов А. Б. Тектоника и эрозионная сеть континентов (на примере Африки и Северной и Южной Америки)	41
Григорьева Л. В. Докембрийская активизация земной коры	49
Кабышев Б. П. Принципы и методика составления крупномасштабных палеотектонических карт нефтегазоносных регионов (на примере Днепровско-Донецкого авлакогена)	60
Кейльман Г. А., Паняк С. Г. Проблемы геологии «гранитного слоя»	69
Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция	80
Копп М. Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии)	94
Терехов А. А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ)	108

Краткие сообщения

Синельников В. Я., Кишин А. В., Нюссер Э. Г., Белявский В. В. Структура поверхности складчатого основания Сурхандарьинской мегасинклинали в свете геофизических данных	121
---	-----

Хроника

Богданов Н. А., Савельев А. А. Офиолиты Полярного Урала (4-я Полевая офиолитовая конференция, заседание рабочей группы проекта 39 «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов» МПГК)	125
---	-----

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

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1979

CONTENTS

Mouratov M. V. Early Proterozoic (Aphebian) stage of development of old platforms and its role in the history of their formation	3
Giitov O. B. Primary concentric structures of the Earth's crust	29
Rusanov A. B. Tectonics and the erosional system of the continents (on the example of Africa, North and South America)	41
Grigorieva L. V. Precambrian activation of the Earth's crust	49
Kabyshev B. P. Principles and methods of compilation of large-scale paleotectonic maps of oil- and gas-bearing regions (on the example of the Dnieper—Donets avlacogen)	60
Keilman G. A., Panyak S. G. Problems of geology of the «granitic layer»	69
Shuldiner V. I., Vysotsky S. V., Khanchuk A. I. The crystalline basement of Kamchatka: structure and evolution	80
Kopp M. L. On origin of folded zones of epigeosynclinal orogenic belts (as viden- ced by the eastern part of the Alpine belt of Eurasia)	94
Terekhov A. A. Structural peculiarities of Meso—Cenozoic deposits in the eastern part of the Black Sea (according to the materials of seismic studies by means of reflection method)	108

Brief communications

Sinelnikov V. Ya., Kirshin A. V., Nyusser E. G., Belyavsky V. V. Structure of the folded basement surface of the Surkhandarjinskaya megasyncline in the light of geophysical data	121
--	-----

Chronicles

Bogdanov N. A., Saveliev A. A. Ophiolites of the Polar Urals (4-th Field Ophiolite Conference, Meeting of the Working Group Project 39 on «Ophiolites of con- tinents and comparable oceanic rocks IGCP)	125
---	-----

УДК 551.242.51

М. В. МУРАТОВ

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (АФЕБСКИЙ) ЭТАП РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ЕГО РОЛЬ В ИСТОРИИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В статье сделан обзор нижнепротерозойских осадочно-вулканических комплексов, участвующих в строении древних платформ. Они разделяются на метаморфические складчатые комплексы, слагающие обособленные складчатые области между архейскими массивами, и комплексы древнейшего нижнепротерозойского чехла, покрывающие размытую поверхность последних.

Метаморфические комплексы в составе фундамента платформ слагают Свекофенскую, Бирримскую, Карибскую, Аравийскую, Гудзонскую протерозойские складчатые области. Они образовались в результате разламывания архейских блоков фундамента и их погружения, что сопровождалось формированием мощных осадочно-вулканических толщ геосинклинального типа, складчатостью и образованием крупных гранитоидных интрузий и сильной гранитизацией.

Образования древнейшего протоплатформенного чехла, распространенные в пределах многих древних платформ, сложены чередованием обломочных пород и эффузивов, реже глинистых и карбонатных отложений, иногда значительно метаморфизованы и сопровождаются гранитоидными интрузиями.

Обособляется два комплекса этого чехла. Нижний характеризуется значительной мощностью отложений, их дислоцированностью с образованием глыбовых и складчатых структур. Верхний отличается более спокойными условиями залегания. Его толщи перекрывают нижний, иногда ложатся прямо на архейский фундамент и имеют более молодой возраст (2000—1700 млн. лет). Верхний комплекс представлен главным образом песчаниками, кварцитами и эффузивами.

Можно выделить две стадии в развитии протерозойских образований платформ. Более ранняя отвечает формированию геосинклинальных образований прогибов и нижнему комплексу протоплатформенного чехла. Они формировались в обстановке интенсивных движений фундамента, с его разламыванием. Поздняя стадия соответствует верхнему комплексу протоплатформенного чехла, который формировался в условиях значительно меньшей активности движений. Связанные с ней отложения в основном разбиты на блоки, поднятые на разную высоту. С этой же стадией связано формирование своеобразных гранитоидных тел, длительно кристаллизовавшихся в исключительно спокойной обстановке (граниты рапакиви и близкие к ним).

По особенностям осадочно-вулканического комплекса, магматизму и длительности (900—1000 млн. лет) раннепротерозойский этап развития древних платформ является совершенно обособленным и должен быть выделен наравне с этапом развития фундамента платформ и этапом формирования их осадочного платформенного чехла.

Раннепротерозойские комплексы осадочных, метаморфических и магматических пород играют в строении древних платформ очень важную роль. По времени формирования они отвечают длительному и своеобразному этапу. Среди них выделяется два существенно различающихся типа: к первому относятся метаморфизованные осадочные и вулканические комплексы, сопровождаемые интрузивными, они слагают отдельные ограниченные, часто удлиненные полосы и участки между более обширными по площади архейскими массивами и входят в состав фундамента древних платформ.

К совершенно другому типу относятся разновозрастные осадочно-вулканические толщи, которые слагают древнейшие комплексы чехла и покрывают поверхность фундамента древних платформ, залегая на размытых и выровненных участках архейских массивов, заполняя более или менее глубокие впадины и грабены. Они нередко сопровождаются интрузивными телами, в том числе крупными массивами гранитоидов. Породы бывают значительно метаморфизованы, иногда до амфиболитовой фации.

Образования древнейшего чехла, так же как их архейский фундамент, перекрыты с размывом с несогласием подошвой рифейско-фанерозойского осадочного чехла, который образует более молодой структурный этаж в строении древних платформ.

Раннепротерозойская эра (афебий, или карелий) играет в истории развития древних платформ роль своеобразного и очень длительного (в интервале 2600—1700 млн. лет) переходного, или промежуточного, этапа, когда заканчивается становление гранитно-метаморфического слоя (фундамента) платформ и окончательно складываются материковые массивы. В течение этого этапа на обширных пространствах образовывались комплексы древнейшего осадочно-вулканического чехла, обладающего многими своеобразными чертами строения и истории формирования. После этого в пределах древних платформ на обширных пространствах накапливаются толщи настоящего платформенного чехла.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В СОСТАВЕ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

К началу протерозоя сложились крупные архейские блоки, которые были разделены помимо впадин дна океанов лишь немногочисленными и ограниченными по площади поясами или областями протерозойского осадконакопления, складчатости и вулканизма. Важнейшие черты строения этих областей освещены в многочисленных обобщающих исследованиях по тектонике и стратиграфии докембрия (Косыгин и др., 1972; Семихатов, 1974; Салоп, 1970, 1971, 1977; Борукаев и др., 1977; Богданов и др., 1977; Лейтес, Федоровский, 1978; Штрейс и др., 1978; Мокшанцев и др., 1975; Stockwell a. o., 1970, и мн. др.).

Наиболее обширные раннепротерозойские складчатые области в составе фундамента древних платформ расположены в пределах Восточно-Европейской платформы, и в частности на Балтийском щите, на юго-западе Африканской и в пределах Аравийской платформ. Более узкие складчатые системы и зоны располагаются на Канадском щите, а обособленный широкий складчатый пояс вытянут в пределах Южно-Американской платформы (рисунок).

На Балтийском щите раннепротерозойская Свекофенская складчатая область занимает обширное пространство по обоим берегам Балтийского моря. Она была впервые выделена здесь В. Рамсеем (Ramsey, 1909) и изучалась И. Седергольмом (Sederholm, 1930), Н. Магнуссоном (Magnusson, 1970), А. Симоненом (Simonen, 1960), Э. Велиным (Welin, 1970; Welin a. o., 1971) и многими другими исследователями. Эта область слагает значительную часть Балтийского щита в пределах Швеции и Финляндии. Под осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы продолжение ее известно и к югу от Финского залива в пределах Эстонской ССР. Свекофенская складчатая область сложена комплексами гнейсов, образовавшихся при метаморфизме осадочных глинисто-песчаных толщ, кислых и средних вулканических пород, составляющих метаморфическую лепитовую формацию, а также толщами метаморфизованных основных эффузивов. Общая мощность свекофенского метаморфического комплекса, по данным шведских и финских геологов, достигает 8—10 км.

Свекофенский складчатый комплекс образует ряд изогнутых в плане зон, или полос, которые разделены обширными гранитоидными массивами, сопровождаемыми по краям полями мигматитов. Наиболее крупные массивы — Центрально-Финляндский (достигающий 250 км в поперечнике) и Свеаландский в Центральной Швеции. Основание Свекофенской складчатой области нигде не вскрыто и, видимо, подверглось сильнейшей гранитизации и реоморфизму, послужив материалом для образования многочисленных гранитоидных массивов.

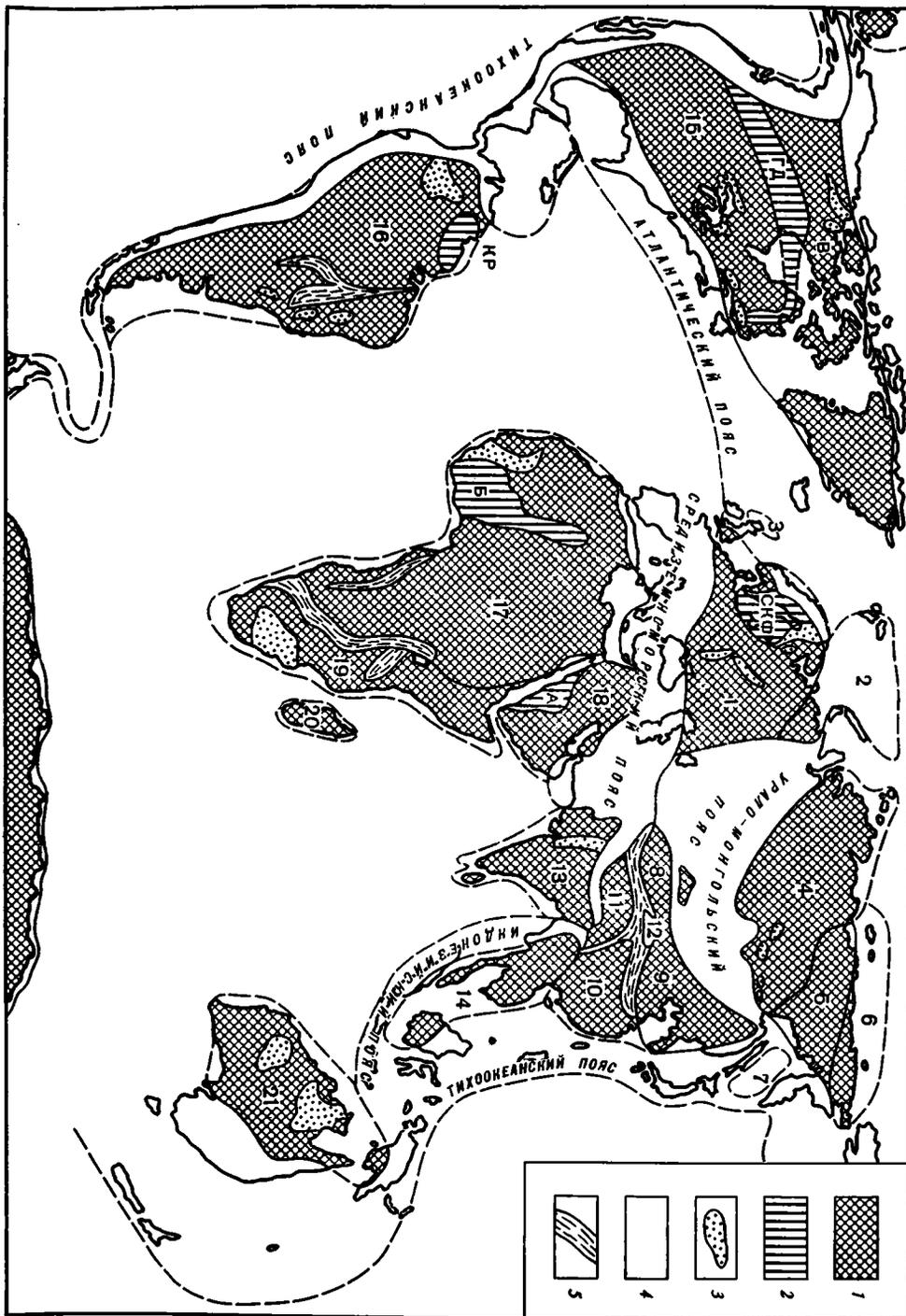
Наиболее крупные системы свекофенских складчатых образований протягиваются: 1) из Центральной Швеции в Южную Финляндию, 2) в Центральной Финляндии — зона Тампере, 3) в Восточной Финляндии, 4) в Центральном Норрланде в Швеции. Одна из ветвей последней уходит на север, а другая, пересекая Ботнический залив, протягивается на северо-запад Финляндии. Среди этих зон Свекофенской складчатой области зона Тампере отличается слабым метаморфизмом слагающих ее пород, что дало повод Седерхольму (Sederholm, 1930) выделить ее в свое время как особую более молодую Ботническую складчатую систему. Впоследствии было доказано полное сходство разреза зоны Тампере с разрезами других зон, за исключением метаморфизма. Действительно, в разрезах перечисленных зон много общего. Обычно в нижних частях разрезов преобладают лептиты и кинциты (богатые глиноземом породы). Значительную часть разрезов составляют толщи гнейсов, представляющих собой метаморфизованные песчанико-глинистые толщи, иногда напоминающие флиш. В верхних горизонтах в Центральной Швеции и на юге Финляндии во многих местах развиты мощные толщи метаморфизованных основных эффузивов (спилиты, спилит-кератофиры).

Несмотря на отсутствие выступов основания в Свекофенской складчатой области, большинство исследователей считают, что оно здесь ранее существовало, но позднее подверглось гранитизации. Осадочные комплексы сформировались здесь поверх этого основания в системе прогибов, которые образовались в результате разламывания архейского фундамента древней платформы с возникновением ряда более или менее значительных зон прогибания, разделенных разломами. Среди последних присутствуют и крупные зоны разломов с явлениями поддвижения вдоль них отдельных блоков (Штрейс и др., 1978).

Кислые и средние вулканические породы лептитовой формации связаны по происхождению, согласно выводам Лундегорда (Lundegord, 1971), с вулканами, располагавшимися на поднятых блоках архейского гнейсового основания.

Формирование Свекофенской складчатой области сопровождалось внедрением разнообразных гранитоидов, образующих местами огромные по площади массивы. В наиболее ранних из них выделяются серии габбро, диоритов и плагиогранитов с возрастом около 1900—1850 млн. лет. Другие связаны с крупными тектоническими движениями и складчатостью в конце свекофенской эпохи. К ним относятся синорогенные гранитные плутоны Хапранд, граниты Лина (1800 млн. лет) и несколько более молодые (посторогенные) плутоны: Смоланд-Вермланд (1740 млн. лет) Лина II и др. Шведские и финские геологи относят последние (в интервале 1750—1200 млн. лет) к готской эпохе складчатости. Однако соответствующие ей геосинклинальные осадочные комплексы на Балтийском щите отсутствуют. Это уже эпоха платформенного развития и активизации гранитного магматизма.

С обеих сторон Свекофенскую складчатую область окаймляли в протерозое поднятые архейские блоки фундамента. На северо-востоке — Кольско-Карельский и Лапландский, на западе — Южно-Скандинавский. В их пределах архейский фундамент выступал на поверхность, что доказывается налеганием на него в обоих районах комплексов оса-



дочных и вулканических пород нижнего и среднего протерозоя, образующих отложения древнейшего чехла и охарактеризованных ниже. Последний образовался в условиях поверхности платформы в мелководных и эпиконтинентальных бассейнах.

Второй крупной областью распространения раннепротерозойского складчатого фундамента является Бирримская, охватывающая обширный район на юго-западе Африки в пределах Сьерра-Леоне, Либерии, Гвинеи, Берега Слоновой Кости, Ганы, Того и Верхней Вольты.

В строении этой области участвует мощный комплекс бирримских гнейсов, включающих значительные пачки слюдяных сланцев, кварцитов, толщи, представленные флишевидным чередованием пород и основными вулканическими породами, сопровождаемыми основными и ультраосновными интрузивными телами. Этот комплекс распространен на обширной площади шириной более 1200 км и слагает сложный ансамбль складчатых структур примерно меридионального простирания. Все эти породы на значительных пространствах подверглись гранитизации и мигматизации. Вместе с тем в пределах Бирримской складчатой области в нескольких местах: в горном массиве Ман (Берег Слоновой Кости), горах Симанду (Гвинея), массиве Гурун (Верхняя Вольта) и др.—выступают на поверхность породы архейского основания. Они представлены гнейсами, мигматитами, чарнокитами (массив Ман) с возрастом более 2600—3000 млн. лет (Шубер, Фор-Мюре, 1973; Колотухина, 1977).

Самый молодой комплекс, участвующий в строении описываемой складчатой области, образует серия Тарквия, залегающая в отдельных широких синклиналиях и представленная мощными песчанико-глинистыми породами и конгломератами. Это молассовый комплекс, заполняющий обособленные орогенные прогибы, образовавшиеся на заключительном этапе развития Бирримской складчатой области. Комплекс сопровождается синорогенными гранитоидами Бондуку и др. с возрастом 1850—2030 млн. лет. Их внедрение, так же как и складчатость гнейсов, связывают в Африке с раннепротерозойской эбурнейской эпохой складчатости. Наиболее молодые магматические проявления — пегматиты Конанго, прорывающие серию Тарквия и имеющие возраст 1645 млн. лет. Как видно, по времени формирования и возрасту интрузий Бирримская складчатая область близка к Свекофенской.

Ограниченная по площади протерозойская складчатая область располагается в непосредственной близости от края Северо-Африканской платформы — в юго-западной части Аравийского полуострова. Она сложена мощными осадочно-вулканическими сериями Байш и Баха, впервые выделенными Г. Брауном и Р. Джексоном и охарактеризованными по более новым данным Л. И. Салопом (1977).

Первая из этих серий состоит из мощных вулканических толщ основного состава, а также туфов, агломератов и хлорит-серицитовых слан-

Архейские блоки и раннепротерозойские складчатые системы в фундаменте древних платформ. Цифрами на карте обозначены древние платформы и платформенные массивы: 1 — Восточно-Европейская, 2 — Баренцева, 3 — массив Эриа, 4 — Сибирская, 5 — Верхоянская (деформированная), 6 — Чукотская или Восточно-Сибирская (деформированная), 7 — Охотская, 8 — Таримская, 9 — Китайско-Корейская, 10 — Южно-Китайская, 11 — Тибетская, 12 — Цайдамский массив, 13 — Индостанская, 14 — Индосинийская (деформированная), 15 — Северо-Американская, 16 — Южно-Американская, 17 — Северо-Африканская, 18 — Аравийская, 19 — Южно-Африканская, 20 — Мадагаскарская, 21 — Австралийская, 22 — Антарктическая.

1 — архейские блоки и части платформ, покрытые осадочным чехлом (части платформ, погруженные под дно моря, обведены контуром); 2 — главные раннепротерозойские складчатые области в составе древних платформ: СКФ — Свекофенская, Б — Бирримская, А — Аравийская, ГД — Гудзонская, КР — Карибская; 3 — главные области распространения протоплатформенного чехла на архейских массивах; 4 — складчатые геосинклинальные пояса; 5 — межплатформенные и внутриплатформенные складчатые области и пояса

цев. Вторая представлена преимущественно хлорит-серицитовыми сланцами, кремнистыми породами и песчаниками. Их общая мощность очень значительна. Мощность одной только нижней из серий, по Брауну и Джексону, превышает 12 км.

Обе эти серии несогласно залегают на архейских гнейсах Хали, слагающих древний фундамент южной Аравии, и образуют сложные складчатые структуры, имеющие простирание, близкое к меридиональному. Их сопровождают гранитоиды, возраст которых (около 1000 млн. лет) является омоложенным. Л. И. Салоп (1977) относит эти серии к нижнему протерозою (мезопротозой, по его терминологии), что подтверждается сопоставлением их с комплексами северо-восточного побережья Красного моря и Египта.

С несогласием на них залегают мощный комплекс эффузивов, лавобрекчий, основных и средних туфов и осадочных толщ, объединяемых в серии Джидда, Халабан, Фатима и др., который по возрасту относится к среднему и верхнему протерозою. Все эти серии с угловым несогласием залегают на подстилающих толщах нижнего протерозоя и принадлежат уже чехлу платформ.

В пределах Канадского щита, разделяя его архейское основание, располагается система узких прогибов, заполненных по большей части осадочными комплексами миогеосинклинального типа, но в отдельных прогибах сопровождаемых продуктами интенсивного вулканизма и формациями эвгеосинклинального типа, а также комплексами гранитоидов. Эти толщи подверглись складчатости и метаморфизму в конце раннего протерозоя, в интервале 1850—1750 млн. лет, и относятся к гудзонской эпохе складчатости. В зонах этих прогибов по их периферии образовались крупные тела гранитоидов, с которыми связан местами и повторный метаморфизм архейских гнейсов.

Вся эта система впадин, заполненных нижнепротерозойскими осадочными и вулканическими комплексами, протягивается в северо-восточном направлении полосой шириной около 200 км между озерами Атабаска и Вулластон. Далее она отклоняется к востоку и достигает берега Гудзонова залива у устья р. Черчилл. Сопровождающая ее зона протерозойского метаморфизма охватывает значительно более обширную площадь Канадского щита (Stockwell а. о., 1970), образуя в целом протерозойскую провинцию Черчилл.

Продолжение описываемой системы располагается на другом берегу Гудзонова залива на мысе Смит, где развита мощная складчатая толща филлитовых сланцев и основных эффузивов, которая протягивается к югу в пределы Лабрадорского полуострова, где значительно расширяется, образуя большой разорванный надвигами синклинорий. Вдоль его юго-западного борта развиты эвгеосинклинальные комплексы нижнего протерозоя, на северо-востоке — миогеосинклинальные. Первые сопровождаются телами основных и ультраосновных пород.

Канадские геологи (например, Stockwell а. о., 1970) не связывают непосредственно складчатые системы бассейна р. Черчилл и восточного побережья Гудзонова залива. Наоборот, они протягивают складчатые системы Лабрадорского полуострова и мыса Смит на юго-запад через острова Белчер, считая, что они окаймляют древний архейский массив Унггава. Однако для сопоставления складчатых систем мыса Смит и охарактеризованной выше системы Черчилл есть некоторые геофизические данные. На гравиметрической карте Канады (Stockwell а. о., 1970) складчатой системе мыса Смит соответствует полоса значительных отрицательных аномалий Буге, которая протягивается к западу под дном залива на 200 км. Навстречу ей на западном берегу залива в районе устья р. Черчилл отрицательная аномалия Буге тянется почти на 150 км, а между ними, как раз по середине залива, есть обособленная сильная аномалия Буге. Эти данные указывают на весьма вероятное соединение

складчатой системы р. Черчилл с системой мыса Смита, а следовательно, и далее с Лабрадорской. Таким образом, на основе этих данных скорее можно предположить, что они составляют части единой крупной (Гудзонской) складчатой системы, разделяющей два архейских блока Канадского щита — северный (провинция Слейв) и южный (провинция Сьюперриор).

Этот вывод подтверждается и картой магнитных аномалий Канады (Stockwell а. о., 1970), показывающей протяженные широтные и восток-северо-восточные полосовые аномалии, соответствующие простиранию складчатых комплексов под дном Гудзонова залива к востоку от устья р. Черчилл.

Вместе с тем по данным определения возраста протерозойские складчатые комплексы бассейна р. Черчилл несколько отличаются от комплексов мыса Смита и Лабрадорского прогиба. Для последних имеются данные о более молодом возрасте верхних горизонтов (до 1600 млн. лет), не свойственным породам фундамента к юго-западу от Гудзонова залива. Здесь образование такого возраста относится к широко развитым отложениям протоплатформенного чехла в районе оз. Атабаска и в других местах.

Таким образом, протерозойская складчатая система в середине Канадского щита, хотя она, видимо, и пересекает его на огромном протяжении, имеет не вполне одинаковый возраст в различных своих частях. Вместе с тем следует отметить, что отнести к этой же системе протерозойские отложения и восточного побережья Гудзонова залива, и островов Белчер не представляется правильным, так как эти образования, судя по их описанию (Stockwell а. о., 1970), являются компонентами несколько нарушенного платформенного чехла.

Обособленная протерозойская складчатая система небольшого протяжения, кроме того, располагается на северо-западе Канадского щита в районе Медвежьего озера. Здесь, собственно, присутствуют два крупных протерозойских прогиба среди архейских пород фундамента. Один из них — Эпуортский на западе, вытянутый меридионально, и второй — на востоке в районе Батертского залива. Только первый из них заполнен мощным складчатым и метаморфизованным комплексом отложений нижнего протерозоя, которые прорваны гранитоидными интрузиями. Мощность этих отложений, которые канадские геологи рассматривают как миогесинклиналильные, достигает нескольких тысяч метров. По возрасту их помещают в интервал 1725—1925 млн. лет (Семихатов, 1974). Второй прогиб заполнен породами гоулбернской серии, которая относится скорее к образованиям типа протоплатформенного чехла, залегающим в грабене.

Иначе развивалась раннепротерозойская складчатая область в пределах фундамента Южной Америки. Она расположена на северо-востоке материка и вытянута вдоль его побережья в пределах Гайаны, Суринама и Гвианы, достигая на юго-востоке устья р. Амазонки. Возможно, что эта область протягивается и далее до р. Арагуа. На всем протяжении протерозойские породы залегают несогласно на архейских. С перерывом, который обусловил это несогласие, связано внедрение гвианских гранитов с возрастом 2200—2300 млн. лет. Протерозойский комплекс состоит из осадочных и вулканических пород, которые подверглись метаморфизму в разной степени.

На востоке, в пределах Суринама и Французской Гвианы, протерозойские образования представлены андезито-базальтовыми и спилиткератофировыми породами, амфиболитовыми сланцами, кварцитами и карбонатными породами. В верху разреза (серия Орапу) развиты конгломераты, основные и кислые лавы и туфы, глинистые сланцы, иногда флишеподобные породы. Местами присутствуют обломочные песчанико-конгломератовые толщи типа моласс.

Все эти породы сопровождаются крупными гранитоидными телами, имеющими куполообразное строение, которые описаны Б. Шубером (Choubert, 1965). Они очень многочисленны, а в строении их участвуют кроме гранитоидов мобилизованные гнейсовые толщи. В плане тела имеют округлую или овальную форму и разделены более или менее узкими и изогнутыми синклиналями, сложенными протерозойским осадочно-вулканическим комплексом. Образование синклиналей было сопряжено с одновременным возникновением гранито-гнейсовых куполов. С ростом куполов была связана складчатость разделяющих их осадочно-вулканических толщ.

Эпоха складчатости получила наименование карибской, а время ее проявления, по Б. Шуберту (Choubert, 1965), определяется интервалом 1800—2000 млн. лет. Метаморфизм осадочно-вулканических толщ по периферии гранитных куполов достигает амфиболитовой фации и быстро ослабевает к центру синклинальных депрессий.

Б. Шуберт (Choubert, 1965), С. Е. Колотухина (1977) и некоторые другие исследователи полагают, что Карибская складчатая система продолжается на восток в пределы Юго-Западной Африки, где ее продолжением служит Эбурнейская система Бирримской складчатой области в пределах Либерии. Эта система была, как они считают, разобщена при образовании впадины Атлантического океана.

Приведенный краткий обзор раннепротерозойских складчатых систем в составе древних платформ, несомненно, весьма неполон, так как вполне вероятным является присутствие и других подобных систем в составе фундамента под осадочным чехлом плит. Строение основания большинства платформ изучено еще очень плохо. Есть данные, в частности, о присутствии раннепротерозойских складчатых систем, вытянутых вдоль западного и южного краев Сибирской платформы (Тектоника фундамента..., 1978).

Среди рассмотренных протерозойских складчатых систем отчетливо намечается два типа. Один представлен глубокими сложнопостроенными, разбитыми на части крупными разломами и достаточно обширными прогибами, осложненными складчатостью и гранитоидными интрузиями. К этому типу относятся Свекофенская, Бирримская и Карибская складчатые области с широким проявлением в них процессов гранитизации и развитием огромных массивов протерозойских гранитов. Они развивались на архейском кристаллическом основании, которое испытало прогибание, одновременное раздробление разломами и процессы гранитизации с образованием за счет реоморфизма очагов кислой вторичной магмы.

К другому типу относятся протерозойские складчатые системы Канадского щита и Аравии. Здесь скорее всего происходило раздробление древнего архейского фундамента с образованием систем узких трогов геосинклинального типа. Развитие их сопровождалось широким проявлением гранитного магматизма и формированием крупных массивов гранитоидов, которые образовались не только в областях трогов, но и на обширной площади архейского основания, и с которыми был связан протерозойский метаморфизм на значительных площадях древней платформы (провинция Черчилл Канады).

Мы видим, следовательно, что оба типа протерозойских складчатых областей образовались на раздробленном и частично погруженном архейском основании древних платформ.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДРЕВНЕЙШЕГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Одновременно с образованием раннепротерозойских складчатых метаморфических комплексов, участвующих в строении фундамента древних платформ, на размытой поверхности приподнятых участков архей-

ских блоков фундамента происходил процесс формирования комплексов древнейшего чехла. Резкие различия этих двух типов комплексов, образовавшихся в одно время, но в разных условиях, выражены очень отчетливо на многих древних платформах.

Древнейшие элементы платформенного чехла покрывают лишь ограниченные участки платформ, однако на некоторых из них достигают огромной мощности.

В работах ряда исследователей дана достаточно обстоятельная характеристика этих образований, их состава, характера распространения и тектоники. Особенно следует отметить работы Е. В. Павловского (1954, 1970), Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1964), А. М. Лейтеса (1965), А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского (1972, 1978), В. С. Федоровского (1972), И. П. Палея (1971, 1973). Образования древнейшего чехла обладают многими своеобразными чертами строения и распространения и состоят главным образом из продуктов размыва архейского кристаллического основания, преимущественно представлены толщами песчаников с прослоями и пачками галечников, конгломератов, глинистыми породами и отдельными слоями и толщами карбонатных отложений. Их сопровождают вулканогенные туфовые и лавовые серии различного состава, а также интрузивные комплексы, представленные массивами габбро, норитов и крупными телами гранитоидов. Известна приуроченность многих богатых месторождений полезных ископаемых к комплексам древнейшего чехла и связанным с ними магматическим образованиям (золото, медные и железные руды, редкие металлы и др.).

Отложения древнейшего чехла отличаются от рифейско-фанерозойского покрова древних платформ как характером литологического состава отложений, так и особенно взаимоотношениями с фундаментом и магматическими образованиями и условиями залегания.

Древнейший чехол слагает более низкий структурный этаж, и слои его бывают сильно деформированы, образуют складчатые структуры, системы приразломных складок, слагают отдельные ограниченные разломами блоки, моноклинали и другие формы. Древнейший чехол сопровождается вулканическими толщами и комплексами глубинных магматических пород, в частности гранитоидов. Осадочные комплексы этого чехла, не говоря уже о контактовом метаморфизме близ интрузий, бывают охвачены слабым региональным метаморфизмом.

Рифейско-фанерозойский чехол на значительных пространствах несогласно перекрывает наряду с поверхностью кристаллического фундамента также и размытую поверхность древнего чехла. Два типа, таким образом, относятся к различным структурным этажам в составе платформ и разделены поверхностью крупного несогласия.

Чтобы подчеркнуть различие этих типов чехла, целесообразно поиному называть элементы древнего чехла. Е. В. Павловский (1964) назвал протоплатформами древнейшие архейские блоки в составе фундамента платформ, а нижнепротерозойские комплексы отложений, покрывающие их, — «чехлом протоплатформ». Затем эти древние элементы покрова платформ многими исследователями и самим Е. В. Павловским стали именоваться «протоплатформенным чехлом». Такое название оправданно. Приставка «прото» происходит от греческого «ранний», «прежний», «возникший до того». Протоплатформенный чехол возник как раз до образования настоящего чехла древних платформ, который с начала рифейской эры стал покрывать большие площади фундамента. Применение этого термина дает возможность четко различать два важнейших типа чехла древних платформ.

По условиям залегания и распространения протоплатформенного чехла, а также по возрасту в составе его можно выделить два главных комплекса. Один из них, нижний, связан с первой половиной раннего

Все эти породы сопровождаются крупными гранитоидными телами, имеющими куполообразное строение, которые описаны Б. Шубером (Choubert, 1965). Они очень многочисленны, а в строении их участвуют кроме гранитоидов мобилизованные гнейсовые толщи. В плане тела имеют округлую или овальную форму и разделены более или менее узкими и изогнутыми синклиналями, сложенными протерозойским осадочно-вулканическим комплексом. Образование синклиналей было сопряжено с одновременным возникновением гранито-гнейсовых куполов. С ростом куполов была связана складчатость разделяющих их осадочно-вулканических толщ.

Эпоха складчатости получила наименование карибской, а время ее проявления, по Б. Шуберту (Choubert, 1965), определяется интервалом 1800—2000 млн. лет. Метаморфизм осадочно-вулканических толщ по периферии гранитных куполов достигает амфиболитовой фации и быстро ослабевает к центру синклинальных депрессий.

Б. Шуберт (Choubert, 1965), С. Е. Колотухина (1977) и некоторые другие исследователи полагают, что Карибская складчатая система продолжается на восток в пределы Юго-Западной Африки, где ее продолжением служит Эбурнейская система Бирримской складчатой области в пределах Либерии. Эта система была, как они считают, разобщена при образовании впадины Атлантического океана.

Приведенный краткий обзор раннепротерозойских складчатых систем в составе древних платформ, несомненно, весьма неполон, так как вполне вероятным является присутствие и других подобных систем в составе фундамента под осадочным чехлом плит. Строение основания большинства платформ изучено еще очень плохо. Есть данные, в частности, о присутствии раннепротерозойских складчатых систем, вытянутых вдоль западного и южного краев Сибирской платформы (Тектоника фундамента..., 1978).

Среди рассмотренных протерозойских складчатых систем отчетливо намечается два типа. Один представлен глубокими сложнопостроенными, разбитыми на части крупными разломами и достаточно обширными прогибами, осложненными складчатостью и гранитоидными интрузиями. К этому типу относятся Свекофенская, Бирримская и Карибская складчатые области с широким проявлением в них процессов гранитизации и развитием огромных массивов протерозойских гранитов. Они развивались на архейском кристаллическом основании, которое испытало прогибание, одновременное раздробление разломами и процессы гранитизации с образованием за счет реоморфизма очагов кислой вторичной магмы.

К другому типу относятся протерозойские складчатые системы Канадского щита и Аравии. Здесь скорее всего происходило раздробление древнего архейского фундамента с образованием систем узких трогов геосинклинального типа. Развитие их сопровождалось широким проявлением гранитного магматизма и формированием крупных массивов гранитоидов, которые образовались не только в областях трогов, но и на обширной площади архейского основания, и с которыми был связан протерозойский метаморфизм на значительных площадях древней платформы (провинция Черчилл Канады).

Мы видим, следовательно, что оба типа протерозойских складчатых областей образовались на раздробленном и частично погруженном архейском основании древних платформ.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДРЕВНЕЙШЕГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Одновременно с образованием раннепротерозойских складчатых метаморфических комплексов, участвующих в строении фундамента древних платформ, на размытой поверхности приподнятых участков архей-

ских блоков фундамента происходил процесс формирования комплексов древнейшего чехла. Резкие различия этих двух типов комплексов, образовавшихся в одно время, но в разных условиях, выражены очень отчетливо на многих древних платформах.

Древнейшие элементы платформенного чехла покрывают лишь ограниченные участки платформ, однако на некоторых из них достигают огромной мощности.

В работах ряда исследователей дана достаточно обстоятельная характеристика этих образований, их состава, характера распространения и тектоники. Особенно следует отметить работы Е. В. Павловского (1954, 1970), Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1964), А. М. Лейтеса (1965), А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского (1972, 1978), В. С. Федоровского (1972), И. П. Палея (1971, 1973). Образования древнейшего чехла обладают многими своеобразными чертами строения и распространения и состоят главным образом из продуктов размыва архейского кристаллического основания, преимущественно представлены толщами песчаников с прослоями и пачками галечников, конгломератов, глинистыми породами и отдельными слоями и толщами карбонатных отложений. Их сопровождают вулканогенные туфовые и лавовые серии различного состава, а также интрузивные комплексы, представленные массивами габбро, норитов и крупными телами гранитоидов. Известна приуроченность многих богатых месторождений полезных ископаемых к комплексам древнейшего чехла и связанным с ними магматическим образованиям (золото, медные и железные руды, редкие металлы и др.).

Отложения древнейшего чехла отличаются от рифейско-фанерозойского покрова древних платформ как характером литологического состава отложений, так и особенно взаимоотношениями с фундаментом и магматическими образованиями и условиями залегания.

Древнейший чехол слагает более низкий структурный этаж, и слои его бывают сильно деформированы, образуют складчатые структуры, системы приразломных складок, слагают отдельные ограниченные разломами блоки, моноклинали и другие формы. Древнейший чехол сопровождается вулканическими толщами и комплексами глубинных магматических пород, в частности гранитоидов. Осадочные комплексы этого чехла, не говоря уже о контактовом метаморфизме близ интрузий, бывают охвачены слабым региональным метаморфизмом.

Рифейско-фанерозойский чехол на значительных пространствах несогласно перекрывает наряду с поверхностью кристаллического фундамента также и размытую поверхность древнего чехла. Два типа, таким образом, относятся к различным структурным этажам в составе платформ и разделены поверхностью крупного несогласия.

Чтобы подчеркнуть различие этих типов чехла, целесообразно поиному называть элементы древнего чехла. Е. В. Павловский (1964) назвал протоплатформами древнейшие архейские блоки в составе фундамента платформ, а нижнепротерозойские комплексы отложений, покрывающие их, — «чехлом протоплатформ». Затем эти древние элементы покрова платформ многими исследователями и самим Е. В. Павловским стали именоваться «протоплатформенным чехлом». Такое название оправданно. Приставка «прото» происходит от греческого «ранний», «прежний», «возникший до того». Протоплатформенный чехол возник как раз до образования настоящего чехла древних платформ, который с начала рифейской эры стал покрывать большую площадь фундамента. Применение этого термина дает возможность четко различать два важнейших типа чехла древних платформ.

По условиям залегания и распространения протоплатформенного чехла, а также по возрасту в составе его можно выделить два главных комплекса. Один из них, нижний, связан с первой половиной раннего

протерозоя; он характеризуется большим разнообразием слагающих его осадочных и вулканических толщ, относительно сложной их дислоцированностью с образованием местами слоистых складчато-глыбовых структур и нередко огромной мощностью — до нескольких тысяч метров. Этот комплекс иногда заполняет огромные приразломные депрессии и сопровождается различными по составу интрузивными телами. В других случаях комплекс заполняет системы грабенообразных впадин и грабенов или, наконец, слагает складчато-глыбовые структуры на значительных по площади участках поверхности платформ.

Типичными комплексами нижнего протоплатформенного чехла являются удоканский в Сибири, трансваальский в Африке, гуронский в Америке, ятулий Карелии и Финляндии.

Второй, верхний, комплекс характеризуется обычно более спокойными условиями залегания. Этот комплекс более однообразен в литологическом отношении. Чаще всего он бывает представлен толщами песчаников и кварцитов, реже — глинистых пород, связанных по возрасту со второй половиной раннего протерозоя. Слагающие его толщи обычно имеют менее значительную мощность, хотя и достигающую иногда многих сотен и даже первых тысяч метров; они отличаются более однообразным составом. Верхний комплекс протоплатформенного чехла заполняет обычно отдельные более или менее обширные прогибы и грабены. Слагающие его породы залегают спокойно, слабо нарушены, иногда сопровождаются эффузивами, чаще всего базальтами и диабазами и интрузивными телами. Породы бывают слабо метаморфизованы, широко распространены кварциты.

Типичные верхние комплексы протоплатформенного чехла представлены серией Дала Швеции, вепсием Балтийского щита, серией Рораима Южной Америки, кивино Канады.

Как нижний, так и верхний комплексы рассматриваемого протоплатформенного чехла сопровождаются, как уже упомянуто, интрузивными образованиями. Особенно характерны для них гранитоиды, образующие интрузивные тела значительных размеров. Именно к этому роду интрузивам относятся тела гранитов рапакиви и близких к ним, связанные по возрасту с верхним комплексом протоплатформенного чехла.

Ниже приводится краткая характеристика главнейших областей распространения обоих комплексов протоплатформенного чехла в пределах большинства древних платформ.

Восточно-Европейская платформа характеризуется широким распространением протоплатформенного чехла как в пределах Балтийского и Украинского щитов, так и под рифейско-фанерозойским осадочным чехлом Русской плиты.

На Балтийском щите протоплатформенный чехол распространен по периферии охарактеризованной выше Свекофенской раннепротерозойской области и залегает на поверхности окаймляющих ее архейских массивов. В пределах самой этой области на отдельных ограниченных участках присутствуют только остатки верхнего комплекса чехла (иотний), по возрасту более молодого, чем Свекофенское складчатое основание.

Присутствие протоплатформенных комплексов на Балтийском щите было впервые выявлено Е. В. Павловским (1964), а широкое распространение их было показано И. П. Палеем (1973).

В пределах Карелии и Кольского полуострова отчетливо выделяются оба комплекса протоплатформенного чехла. Нижний представлен мощной толщей сариолийских конгломератов, заполняющих эрозионные впадины, ятулийской серией преимущественно песчаниковых отложений, кварцитов, вулканитов основного состава, доломитов. Залегание ятулийской серии осложнено системами приразломных складчатых структур и флексур.

Возраст верхнего ятулия, по данным М. А. Семихатова (1974), оценивается сейчас интервалом 2450—2050 млн. лет. На Кольском полуострове ему соответствуют по возрасту и положению варзугская и печенгская серии, заполняющие большие, ограниченные разломами грабенообразные депрессии. Обе эти серии включают толщи эффузивов основного и кислого состава и пирокластических пород.

Верхний комплекс протоплатформенного чехла представлен в Карелии серией петрозаводских или вепских песчаников, кварцитов и сопутствующих им пород. Они развиты по западному берегу Онежского озера и на Терском (южном) берегу Кольского полуострова. На побережье Онежского озера выделяют петрозаводскую свиту серых кварцитов и аркозовых песчаников с прослоями глинистых пород (мощностью до 750 м) и шокшинскую свиту серых и красных песчаников мощностью до 350 м. Обе свиты имеют континентальное происхождение — это речные и дельтовые отложения. В настоящее время установлено, что они заполняют глубокую грабенообразную впадину, которая наблюдается не только на побережье, но и протягивается под водами Онежского озера.

В западной части Карелии в пределах полосы, протягивающейся от берега Ладожского озера, на север вдоль восточной Финляндии и далее в пределы Лапландии, и включающей также соседние части Швеции и Норвегии, происходит значительное изменение и усложнение строения и условий залегания протоплатформенного чехла. В этой Лапландско-Ладожской зоне возрастает мощность осадочных и вулканических толщ, появляются фации морских отложений, слои более сложно складчаты.

Согласно данным многих исследователей, изучавших этот район (Эскола, 1967; Mikkola, 1943; Ödman, 1957, и др.), и материалам, приведенным в обобщающих работах по геологии Балтийского щита (Кратц, Магнуссон и др., 1964; Лобач-Жученко, Кратц и др., 1972; Гиларова, 1974; Салоп, 1971; Lundegard, 1971; Simonen, 1971; Богданова-Лазарев и др., 1977; Симонен, и др., 1978), здесь в основании разреза осадочно-вулканического комплекса залегают мощные толщи сариолийских конгломератов и кварцитов Кайну и другие аналоги ятулия, которые сопровождаются прослоями и силлами основных эффузивов. Они сменяются толщей доломитов, а затем калевийскими толщами серицитовых сланцев, филлитов, песчаников, аркозов, глинисто-кремнистых сланцев, а сверху — мощными песчаниками и конгломератами кумпу. В основании комплекса, местами вдоль разломов, выступают крупные тела ультраосновных пород, анортозитов, нередко интродуцированные диабазами (Кеми, Рану, Костоньярви, синклираль Така-Кайнуу и др.).

Общая мощность толщ аналогов ятулия и калевия достигает 4 км и более. В пределах Лапландии они слагают ряд крупных синклинальных структур, осложненных мелкими складчатыми нарушениями и разломами. Это синклинории Кеми-Рованиеми, Така-Кайнуу, Куолоярви, Соданкюля, Киттили-Колари и Северной Лапландии. На пространстве посередине между ними располагается большой Лапландский гранитный массив, который окаймлен перечисленными синклинальными структурами и выступает в виде обширного свода. Крупный массив расположен и восточнее, а два других гранитных массива на севере вытянуты почти на 200 км в длину в пограничной части Финляндии и Норвегии. Все эти массивы имеют возраст гранитов в интервале 2100—1800 млн. лет и получили общее наименование позднекарельских.

В целом северная часть Лапландской области образует, как отмечает Ю. К. Лазарев (Богданова и др., 1977), огромных размеров (300 × 400 км) синклинальный прогиб очень сложного строения.

Архейский гнейсовый фундамент здесь почти отсутствует, образуя местами лишь небольшие выходы под основанием осадочно-вулканического комплекса и слагая значительный участок только севернее, в вер-

ховьях р. Кемиоки, на границе Финляндии и СССР. Перечисленные синклинальные структуры разделены выступающими между ними крупными массивами гранитоидов Лапландским, Лина и двумя массивами на севере (Энонтекио). Простираение этих синклинорий и осложняющих их структуру в разных частях различное. На юге Лапландии они имеют в основном широтное простираение (Кеми-Рованиеми), а на севере — меридиональное. Южное продолжение Лапландской полосы тянется через территорию Финляндии к югу, до берегов Ладожского озера, уже в пределах Карельской АССР, где преобладают юго-юго-восточные простираения. Здесь выше ятулия залегают сортовальская серия основных эффузивов и ладожская серия глинисто-песчаных пород. Последняя представляет аналог калевийских сланцев Финляндии. У берегов Ладоги они подверглись значительному метаморфизму под воздействием плагиогранитных интрузий, которые, как считают многие исследователи (Судовиков, Глебовицкий и др., 1970; Лобач-Жученко, 1977), образовались здесь в результате процессов реоморфизма архейского фундамента.

Лапландский участок Балтийского щита в целом представляет продолжение Карельского архейского массива, подвергшееся сильному общему прогибанию с накоплением на его поверхности мощных толщ протерозойских отложений и их деформацией, сопровождавшейся образованием перечисленных куполовидных тел гранитоидов.

Протерозойский осадочно-вулканический чехол гнейсового основания, т. е. протоплатформенный комплекс, здесь сильно увеличен в мощности по сравнению с Карелией и подвергся сложным дислокациям. Первоначально он заполнял, по-видимому, обширную, длительно прогибавшуюся депрессию на платформенном основании, которая затем при поднятии системы упомянутых гранитных массивов (куполов) была расчленена на ряд обособленных синклинальных прогибов, нарушенных складчатостью и другими осложняющими их деформациями.

Породы архейского складчатого основания при прогибании земной коры этой области подверглись существенной мобилизации и анатексису. Неравномерные нагрузки на основание, подвергшееся расплавлению, приводили к перемещениям расплава с образованием поднимавшихся гранитных куполов в одних местах и прогибанию разделявших их участков с наибольшей мощностью осадочно-вулканических толщ в других. В результате возникла система глубоко прогнутых синклинальных депрессий, заполненных ятулийской и калевийской сериями и разделенных гранитными куполами.

В пределах Свекофенской складчатой области, охарактеризованной выше, в результате раздробления и погружения архейского фундамента возникла система эпикратонных прогибов настоящего геосинклинального типа. В отличие от нее в Лапландской области процесс не дошел до образования геосинклинальных прогибов. Здесь возникли лишь сравнительно ограниченные по масштабу, хотя все же крупные, синклинальные депрессии, разделенные гранитоидно- и куполовидными поднятиями. Это как бы недоразвитые геосинклинали.

К западу от Лапландской области на территории Швеции в районе Кируны расположена область, отличающаяся по строению осадочного комплекса. Здесь на мощный комплекс основных эффузивов с возрастом около 1825 млн. лет (Welin, 1971) со следами размыва залегает толща кварцитов, конгломератов, порфиров Кируна и зеленых сланцев с горизонтами широко известных железных руд. По положению и возрасту эти породы можно предположительно сопоставить с верхним комплексом протоплатформенного чехла. Они прорваны гранитной интрузией Соурселе, имеющей рифейский возраст (1625 млн. лет), и, следовательно, относятся скорее всего к концу раннего протерозоя (среднему протерозою — по прежнему разделению).

В центре Скандинавии, в бассейне р. Дальэльвен в Швеции, верхний комплекс протоплатформенного чехла слагает участок более 150 км в поперечнике. Образования этого чехла достигают нескольких тысяч м мощности, но залегают очень спокойно. Они представлены породами серии Дала, залегающей почти горизонтально и только разбитой разломами. Нижняя часть серии Дала сложена порфирами, сопровождаемыми кварцитами, конгломератами и глинистыми сланцами. Верхняя часть представлена порфирами (игнимбритами) и порфиритами, а также толщей красноватых кварцевых песчаников с прослоями глинистых пород и горизонтами диабазов. Серия Дала сопровождается несколькими крупными массивами гранитов (возраст 1650 млн. лет), сходных с рапакиви. Такие же песчаники известны еще на нескольких небольших участках на юге Швеции.

По условиям залегания и особенностям литологического состава к протоплатформенному чехлу И. П. Палей (1971), а затем автор (Мура-тов, 1973) отнесли комплексы чехла, покрывающего гнейсовое основание Юго-Западной Швеции и Южной Норвегии. К этим образованиям отнесены песчаниковая серия Дальсланд, залегающая западнее оз. Венерн, и мощная серия Телемарк Южной Норвегии.

В последние годы получены данные, как будто указывающие на относительно молодой радиометрический возраст упомянутых комплексов. Они сведены в последних работах по тектонике и истории развития докембрия юго-западной части Балтийского щита, суммирующих большой новый материал (Новикова, Сидоренко, 1978; Клитин, 1978). Согласно данным определения радиометрического возраста пород этого района, возраст кварцитов и кислых вулканитов дальсландия оказывается в интервале 930—1000 млн. лет, т. е. по этим данным дальсландский комплекс должен быть отнесен к середине рифея. Метаморфизм серии Телемарк Норвегии также относится к интервалу 950—1000 млн. лет. Эта мощная серия песчанико-глинистых пород залегают очень спокойно, практически почти горизонтально, хотя метаморфизована в амфиболитовой фации.

По формационному составу слагающих пород и условиям залегания серии Телемарк и Дальсланд сходны с образованиями протоплатформенного чехла других древних платформ и имеют меньшее сходство с рифейскими образованиями платформенного чехла. Поэтому возникает вопрос, не являются ли они, особенно серия Телемарк, все же образованиями именно этого типа, т. е. типа протоплатформенного чехла, но подвергшимися здесь значительному более молодому метаморфизму и воздействию гранитных интрузий. Такое предположение тем более вероятно, что гнейсовые серии основания в Южной Норвегии и Швеции также подверглись позднему повторному метаморфизму и сильнейшей гранитизации. Во многих районах получены определения их радиометрического возраста до 2100—1400 млн. лет, хотя они, как и другие комплексы гнейсов Швеции, относятся, очевидно, к архею, а радиологические даты указывают лишь на более или менее определенное время повторного метаморфизма.

Если такое предположение справедливо, то комплекс спокойно залегающих толщ Телемарк скорее можно рассматривать как аналоги ятулия, которые здесь подверглись позднему метаморфизму в амфиболовой фации и покрывают архейское основание, образуя протоплатформенный чехол.

В пределах Русской плиты и Украинского щита к типичному нижнему комплексу протоплатформенного чехла относятся образования курской серии, а также криворожской серии на Украине.

Как известно, курская серия слагает под осадочным чехлом протяженные узкие зоны, или «полосы», выявленные по магнитным анома-

лиям в пределах Курской, Орловской, Воронежской областей. Они вытянуты вдоль систем разломов в северо-западном направлении.

Под основанием курской серии вдоль тех же зон разломов вытянуты образования михайловской серии: амфиболиты, диабазы, биотит-роговообманковые и альбит-хлоритовые сланцы, образовавшиеся за счет метаморфизма эффузивных пород и гипабиссальных интрузий. Они связаны с системой упомянутых разломов фундамента. Возраст михайловской серии определен как позднерехейский.

Курская серия с несогласием залегает на упомянутых приразломных породах михайловской серии и трансгрессивно перекрывает соседние участки гранито-гнейсового архейского фундамента. Нижняя ее свита представлена ритмичным чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, филлитов и аспидных сланцев, реже прослоев доломитов, и имеет общую мощность до нескольких сотен метров. Верхняя свита состоит из филлитов, амфибол-биотитовых и других сланцев с одной или двумя пачками магнетитовых кварцитов; общая мощность — более 500 м. На породах курской серии с размывом налегает комплекс осадочных отложений, лав и туфов оскольской серии, также включающей прослой серицит-гематитовых железных руд. Возраст курской и оскольской серий определен в интервале 2000—1850 млн. лет.

Обе серии слагают две широких полосы (синклиналильные зоны) в районе Курска, Белгорода, Старого Оскола и ряд более узких полос. Полосы вытянуты вдоль тех же систем разломов, с которыми связаны основные породы михайловской серии. Это определяет линейный и унаследованный характер по отношению к системе разломов и узких приразломных синклиналей, сложенных курской серией. Прогибы более расширены только в участках, где сохранилась верхняя — оскольская серия.

Восточнее, в Воронежской области, комплекс протерозойского чехла представлен воронцовской серией, включающей эффузивы и слагающей более широкую площадь. Эта серия имеет более молодой возраст и представляет собой элемент верхнего протоплатформенного комплекса.

Прямым продолжением протерозойских комплексов района КМА служат разновозрастные образования Криворожского железорудного района на Украине. Они расположены на продолжении той же системы главных разломов.

Здесь нижепротерозойский комплекс заполняет узкую приразломную синклиналильную зону и представлен двумя сериями, сходными по составу с отложениями района КМА: нижняя кварцево-филлитовая с конгломератами, верхняя — железисто-кремнистая. Криворожский комплекс представлен чередованием железистых горизонтов, хлорит-серицитовых и других сланцев. Местами он включает вулканогенно-осадочные толщи. Возраст нижней серии определен в 2600—2700 млн. лет (Каляев и др., 1977), следовательно, она относится к самым низам протерозоя.

Как видно, образования протоплатформенного чехла в пределах Восточно-Европейской платформы распространены достаточно широко. Нижние комплексы достигают значительной мощности и подверглись разнообразным нарушениям, верхние также распространены достаточно широко и менее дислоцированы.

Сибирская платформа. Образования древнейшего протерозойского чехла широко распространены на юге Сибирской платформы, где ими заполнены две крупные депрессии — Кодаро-Удоканская в бассейне р. Чары и Патомская близ Бодайбо. Кроме того, они заполняют систему более узких и ограниченных грабенных и впадин фундамента Сибирской платформы (Тектоника фундамента..., 1978).

Кодаро-Удоканский прогиб, подробно охарактеризованный в работах А. М. Лейтеса (1965), Л. И. Салопа (1967), А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского (1972, 1977, 1978), представляет обширный прогиб

до 150 км длиной и 50 км шириной, возникший вдоль системы крупных разломов. Согласно данным упомянутых исследователей, общая мощность отложений, заполняющих этот прогиб, превышает 10 км. Нижняя часть разреза представлена слюдястыми сланцами и кварцевыми песчаниками с единичными прослоями мраморов. Над ними залегают кварцевые песчаники и глинистые сланцы, отличающиеся повышенной глиноземностью, что свидетельствует о существовании древнейшей коры выветривания, за счет разрушения переотложения которой образовались нижние компоненты разреза удоканской серии (Лейтес, Федоровский, 1978).

Их сменяют сверху песчаники и алевролиты, а затем выдержанный горизонт карбонатных пород мощностью до 150 м. В верхней части разреза мелкогалечниковые конгломераты становятся полимиктовыми. В составе обломков много вулканических пород, гранитов. Разрез завершают толщи тонкого чередования филлитов и метаморфизованных алевролитов.

Согласно данным А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского, залегание комплекса осложнено как простыми брахиоформными складками, так и структурами сложного складчатого строения. Последние связаны с зонами разломов, погребенными под удоканской серией, и участками широкого развития гранито-гнейсовых куполов, залегающих в основании прогиба и выступающих по его периферии.

Большую роль в структуре Удоканского прогиба играет также огромное интрузивное тело гранитов Кодаро-Кеменского лополита, образующего пластовое тело (Лейтес, Федоровский, 1972). Его возраст, как и возраст других гранитоидов, прорывающих складчатый комплекс Кодаро-Удоканского прогиба, определен в интервале 2400—1700 млн. лет, т. е. является раннепротерозойским.

К востоку от Кодаро-Удоканского района в пределах Алданского щита расположен целый ряд грабенообразных впадин, вкратце охарактеризованных К. Б. Мокшанцевым и его соавторами (Мокшанцев и др., 1975). Они заполнены менее мощным комплексом песчанниковых отложений, соответствующих удоканским или только верхним горизонтам последних.

Еще более мощный, чем удоканский, комплекс метаморфизованных нижнепротерозойских отложений заполняет глубокий прогиб в пределах Патомского нагорья, в районе Бодайбо. Этот комплекс до недавнего времени относился к верхнему протерозою, слагающему, как считалось, структуры Байкальской складчатой области байкалид (Салоп, 1967). Однако результаты исследований В. С. Федоровского и С. П. Кориковского, проведенных в последние годы (Лейтес, Федоровский, 1978), убеждают, что в действительности этот комплекс является более древним, одновозрастным с удоканским, и должен быть отнесен к нижнему протерозою.

Так же как и удоканская серия, комплекс Патомского нагорья метаморфизован. Интенсивность метаморфизма здесь местами даже выше и достигает гранатовой субфации. Нижняя часть комплекса, по данным В. С. Федоровского, представлена метаморфизованными высокоглиноземистыми хлоритовыми сланцами, кварцитами и кварцевыми конгломератами, образовавшимися при переотложении древней коры выветривания. Выше следует толща олигомиктовых песчаников и алевролитов с линзами конгломератов, пудингов и гравелитов, а еще выше — с горизонтами мраморизованных известняков. Общая мощность низов разреза до 5—6 км.

В южной зоне Патомского нагорья распространены отложения флиш-оидного типа в нижней части, а в средней части — карбонатно-терригенные толщи с пластами мраморов мощностью более 500 м и даже (в самой южной зоне) до 1000 м (Лейтес, Федоровский, 1978). В верх-

ней части разреза здесь развиты мощные граувакковые песчаники и гравелиты до 3500 м мощности, содержащие плохо окатанные обломки гранитоидов, зеленых сланцев и других пород. Самые верхние слои представлены песчаниками и филлитами с горизонтами доломитов. Суммарная мощность нижнепротерозойских толщ южной зоны достигает 15—18 тыс. м. Эти толщи образуют очень сложную систему крутых и опрокинутых складок, тектонических чешуй и покровов.

Сравнивая разрезы удоканской и патомской толщ, А. М. Лейтес и В. С. Федоровский (1978, стр. 148) указывают, что, несмотря на их различную палеотектоническую позицию, в них обеих близ основания развиты продукты разрушения и переотложения древней коры выветривания. Далее нижние две трети разреза представлены олигомиктовыми отложениями — продуктами размыва архейского протометаморфического слоя земной коры, выделяемого этими исследователями.

Отложения верхней части разреза содержат плохо окатанные обломки гранитоидов, гранофиоров, зеленокаменных пород, что обусловлено, очевидно, сменой источника сноса.

Как видно, главнейшие комплексы протоплатформенного чехла юга Сибирской платформы принадлежат к типу мощных образований, заполняющих приразломные, глубокие депрессии. Удоканский комплекс является типичным нижним комплексом протоплатформенного чехла повышенной мощности. Меньше распространены отложения верхнего комплекса, заполняющие грабенообразные впадины и плоский Удоканский прогиб на востоке Алданского щита, охарактеризованные в литературе (Мокшанцев и др., 1975).

На Индостанской платформе образования протоплатформенного чехла слагают обширную, вытянутую с севера на юг Делийско-Аравалийскую складчатую систему. Последняя сложена глинисто-песчаниковыми аравалийской и делийской сериями и мраморами серии Райяло, образующими комплекс отложений нижнего протерозоя. Они заполняют ряд грабенообразных прогибов, вытянутых с севера на юг и осложненных системами крутых складок. В строении прогибов участвуют также основные эффузивы. Весь комплекс отложений метаморфизован до хлоритовых сланцев, а местами и до амфиболитовой фации.

Общая мощность отложений аравалийской и делийской серий очень велика. Только вторая из них достигает 4,5—6,0 км мощности. Возраст их, согласно сводке наиболее современных данных (Богданова и др., 1977), для аравалийской серии установлен в интервале 2500—2000 млн. лет, а для делийской на основании определения возраста прорывающих ее гранитов Байрат и нефелиновых сиенитов — до 1650—1490 млн. лет. Уже В. М. Моралев и Ю. С. Перфильев (1974) отметили, что прогибы, заполненные толщами аравалийско-делийского комплекса, являются по своей природе эпикратонными впадинами, или авлакогенами. По составу и строению разрезов рассматриваемый комплекс отвечает представлениям о протоплатформенном чехле, заполняющем в данном случае систему крупных грабенообразных впадин, осложненных складчатостью.

В пределах Индостанского полуострова известны, кроме того, небольшие грабены, заполненные породами нижнего протерозоя, в районе Нармда-Сон и в Сингбуме. На окраинах Банделокандского выступа фундамента также присутствуют остатки древнего платформенного чехла, одновозрастные с аравалийско-делийским комплексом (Колотухина и др., 1975; Муратов, 1964).

Африканские платформы. В пределах платформ, образующих Африканский материк, и тесно связанной с ними Аравийской платформы известны как нижний, так и верхний комплексы протоплатформенного чехла.

Наиболее широко и мощно представлены они на юге материка в пределах провинции Трансвааль (ЮАР), где развит комплекс отложений

этого чехла, который может считаться классическим примером, выделенным еще Е. В. Павловским (1964). В строении его принимают участие пять мощных серий осадочных и вулканических пород (снизу вверх): Доминион-риф, Витватерсранд, Вентерсдорп, Трансвааль, Ватерсберг. Они залегают одна на другой со смещением, так как отлагались в депрессиях, зоны наибольшего прогибания которых последовательно смещались к северу. Вся огромная площадь распространения этих отложений представляет сложнопостроенную депрессию длиной с запада на восток более 500 км и шириной до 60 км. Строение ее осложнено разломами, телами крупных и малых интрузивных тел, а также складчато-глыбовыми деформациями. Подробное описание рассматриваемого комплекса на основе новейших данных сделано Л. И. Салопом (1977).

Нижняя серия, Доминион-риф, налегает на гнейсы архейского основания и представлена вулканическими толщами преимущественно кислого состава мощностью около 300 м, которые содержат пачки кварцитов, глинистых сланцев и золотоносных конгломератов. Возраст этих отложений определяется около 2700—2800 млн. лет.

Трансгрессивно на эту серию налегает более мощная серия Витватерсранд, состоящая из чередования глинистых сланцев и кварцитов, а также слоев конгломератов, содержащих обломочный пирит, золото и урановые руды. Здесь же присутствуют валунные конгломераты значительной мощности, которые относят к древнейшим ледниковым образованиям (тиллитам). Известны и прослои доломитов и основных лав. Мощность серии более 8000 м.

На размытой и несколько деформированной поверхности серии Витватерсранд залегают вулканические породы мощной серии Вентерсдорп. В ней преобладают базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии. Присутствуют также кварцевые порфиры. Среди вулканических пород имеются пачки и прослои конгломератов, песчаников и глинистых пород. Общая мощность до 3000 м.

После длительного перерыва в отложении осадков и эпохи значительных деформаций, осложняющих залегание перечисленных толщ, на их размытой поверхности стали отлагаться слои трансваальской серии. Последняя пользуется более широким распространением и достигает 4—5 км мощности. Заполняя обширную платформенную Трансваальскую впадину, смещенную на север по сравнению с впадиной, заполненной серией Витватерсранд, серия Трансвааль состоит из морских отложений; нижняя часть их представлена кварцитами, средняя — доломитами с прослоями кремней и джеспилитов, содержащих железные руды, и верхняя — аргиллитами и кварцитами, а также толщей андезитовых лав.

Трансваальская серия дислоцирована и прорвана плоским огромным Бушвельдским лополитом, интрузивным телом более 250 км в длину, имеющим плоскую чашеобразную форму и сильно дифференцированным. Его нижняя часть представлена норитом и ультраосновными породами, а главную верхнюю часть интрузивного тела слагают красные граниты. Возраст интрузии 1900—2000 млн. лет (Салоп, 1977). Слои, слагающие Трансваальскую впадину при интрузии, были местами сильно нарушены, образовали складки и были разорваны надвигом значительного масштаба. Кроме того, внедрение интрузии обусловило значительное поднятие и затем размыв кровли лополита. Вышележащая серия Ватерсберг имеет более молодой возраст (1700—1500 млн. лет; Салоп, 1977) и формировалась после этого размыва и местной денудации бушвельдского интрузивного комплекса. Слои серии Ватерсберг ложатся на подстилающие породы резко несогласно. Они представлены континентальными красноцветными песчаниками с прослоями гравелитов и кон-

гломератов, а также пачками глинистых пород. Есть небольшие толщи лав и туфов основного и среднего состава (трахитов, андезитов).

Охарактеризованный разрез нижнего протерозоя Трансваала представляет хорошо выраженные оба комплекса протоплатформенного чехла. Серии Доминион-риф, Витватерсранд, Вентерсдорп, Трансвааль отвечают типичному мощному и дислоцированному нижнему комплексу. Серия Ватерсберг соответствует верхнему и залегает спокойно.

Оба комплекса чехла широко, но не так полно и мощно представлены и в других частях Африки (Шубер, Фор-Мюре, 1973; Салоп, 1977). В частности, отложения нижнего комплекса слагают эпикратонную складчатую систему Убенди-Рузизи по берегам оз. Танганьика, где представлены мощными толщами глинистых сланцев, кварцитов, мраморов и основных эффузивов (серии Убенди и Рузизи), а также слюдистых сланцев и кварцитов огромной мощности (серия Му в Замбии).

Близкие им по возрасту толщи слагают широкую и длинную зону на западе Африки в пределах Анголы, Заира, Конго и Габона, где представлены мощными кварцитами и филлитами, а также эффузивами серий Эпуа, Задини, до-майомбе, образующих нижний комплекс, и серией Майомбе (кварциты, филлиты, основные туфы и лавы), образующей верхний комплекс.

По-видимому, к образованиям верхнего комплекса древнейшего чехла относятся конгломераты, кварциты и филлиты серии Тарквия в Гане и в пределах Берега Слоновой Кости, где они залегают с размывом на метаморфических образованиях Биримия. К этому же комплексу могут принадлежать, по всей вероятности, эффузивы и лавобрекчии упомянутой выше серии Джиди и Халобан на Аравийском полуострове.

Северо-Американская платформа. В пределах Канадского щита главный район распространения протоплатформенных комплексов чехла расположен по берегам озер Гурон и Верхнего. Кроме того, они известны в районе Большого Невольничьего озера, близ оз. Атабаска и в других местах.

Наиболее широкая и наиболее известная полоса нижнепротерозойских (гуронских) отложений протягивается от северного побережья оз. Гурон в Канаде к южному берегу оз. Верхнего. Здесь они представлены мощной системой Гурона, состоящей из песчаников, гравелитов и глинистых сланцев с линзами и прослоями валунных конгломератов (тиллитов), которые подразделяются здесь на серии Брюс и Кобальт. Мощность их очень изменчива. На юге слои интенсивно складчаты и метаморфизованы местами до амфиболитовой фации. К северу метаморфизм делается слабее, а мощность серий сильно уменьшается, причем серия Брюс быстро выклинивается и серия Кобальт на севере ложится прямо на архейский фундамент.

Западнее, на южном побережье оз. Верхнего, в пределах США, расположено продолжение полосы протерозойских образований Канады, представленных здесь системой Анимики. Детальное сопоставление разрезов протерозоя этих двух районов, как отмечают М. А. Семихатов (1974) и другие исследователи, пока еще является дискуссионным из-за фациальной невыдержанности и изменчивости толщ. Система Анимики подразделяется здесь на три серии, сложенные песчаниками, кварцитами, конгломератами, глинистыми и карбонатными породами. Вторая из этих серий (Миномини) с размывом залегает на нижней, а на широкой площади на севере трансгрессивно налегает прямо на архейские породы (подобно серии Кобальт в Канаде).

Как показал М. А. Семихатов (1974), при всем различии разрезов систем Анимики и Гурона несомненно их общее сходство и в литологическом отношении в близости возраста (в интервале 2400—1800 млн. лет). Анимики имеет несколько больший стратиграфический объем. Обе

серии в нижней части состоят из сходных обломочных пород. В обеих присутствуют горизонты тиллитов и тиллитоподобных пород.

В обоих районах рассматриваемые нижнепротерозойские толщи складчаты и прорваны разновозрастными интрузиями. Мощность их непостоянна и увеличивается на юге до 4—5 тыс. м. На юге располагалась осевая зона единого прогиба, который был заполнен этими сериями.

В Северной Канаде также присутствуют нижнепротерозойские толщи, расположенные по берегам Большого Невольничьего озера в глубокой депрессии, где залегает мощный, но резко выклинивающийся к югу комплекс песчанико-глинистых отложений нижнего протерозоя с прослоями лав. Верхняя серия этих отложений (Эт-Тен) отделена несогласием и разрывом от нижележащих и представлена в основном конгломератами и песчаниками. Она, видимо, относится к верхнему протоплатформенному комплексу и, возможно, частично к рифею. В грабенообразном прогибе в районе залива Батерс спокойно залегает мощный комплекс глинисто-песчаниковых пород, также относимых к нижнему протерозою (Семихатов, 1974).

К более молодому верхнему комплексу протоплатформенного чехла принадлежат серии красноцветных аркозовых песчаников, гравелитов, конгломератов и эффузивов, залегающих часто несогласно на различных толщах нижележащих нижнепротерозойских отложений или прямо на фундаменте. К ним принадлежат часть упомянутой серии Эт-Тен (формация Прибл), формация Мартин на северном берегу оз. Атабаска (с возрастом лав 1765 млн. лет, по М. А. Семихатову, 1974), серия Нонегга, в которой преобладают валунно-галечные конгломераты, брекчии и полимиктовые песчаники, а в северных районах щита — песчаниковые и вулканогенно-обломочные отложения серий Дубонт и др.

Южно-Американская платформа. Комплексы древнейшего протоплатформенного чехла распространены на Южно-Американской платформе по периферии Восточного Бразильского щита, а также на краю Центрального Бразильского щита в верховьях р. Параны и Такантино. Наиболее хорошо изучены эти образования в штате Минас-Жераис, где обширная область их распространения связана с железорудным районом, получившим наименование «железорудного четырехугольника». На архейском гнейсовом основании здесь залегают три мощных серии осадочных пород — Риу-Дас-Вильям, Минас, Итаколуми (Берзин, 1976).

Первая из них, мощностью до 4—5 км, состоит из хлорит-серицитовых, кверху — серицитовых слюдисто-графитовых сланцев, а также вулканических пород с пачками кварцитов, прослоями и линзами железорудных кварц-магнетитовых и кварц-сидеритовых пород. Верхние горизонты состоят из кварцево-филлитовых сланцев и кварцитов. Эта серия относится к нижнему протерозою (2600—1900 млн. лет).

Серия Минас залегает на нижележащих породах с угловым несогласием и начинается базальными конгломератами. Она слагается филлитами и железорудными породами, содержащими «итабириты» — слоистые железорудные породы, состоящие из тонкого чередования гематитовых и магнетитовых слоечков, чередующихся с кварцитами. В составе серии присутствуют также пачки доломитов и сидеритов. Общая мощность серии превышает 5—6 км. Возраст этой серии оценивается значениями от 1900 до 1400 млн. лет, т. е. она относится к середине протерозоя. Самая верхняя серия Итаколуми состоит из чередования кварцитов и филлитов также большой мощности. Она относится уже к рифею.

Все эти толщи, слагая систему складок, осложненных разломами, протягиваются вдоль края Восточно-Бразильского щита вдоль гор Эспинасу.

На севере материка в пределах западной окраины Гвианского щита в бассейне р. Ориноко известен другой участок распространения древнего чехла. Последний представлен серией Рораима, которая покрывает

в Венесуэле большую площадь архейского основания. Она представлена комплексом тонкозернистых песчаников общей мощностью до 2000 м с прослоями кремнистых пород, дайками и пластовыми телами долеритов. Эти слои залегают практически горизонтально и слагают высокие плато между притоками р. Ориноко. Возраст формации Рораима оценивается в интервале 2000—1700 млн. лет, а секущих ее даек — 1700—1650 млн. лет. Эта серия слагает, как видно по ее спокойным условиям залегания и возрасту, элемент верхнего комплекса протоплатформенного чехла, трансгрессивно залегающего прямо на архейском основании.

В пределах Австралийской платформы кристаллический фундамент образовался в основном в архее. На его размытую поверхность в двух районах налегают мощные комплексы протоплатформенного чехла. Один из этих районов расположен на севере материка восточнее Дарвина. Здесь отложения этого типа заполняют крупную, восточно-западное простирание. Впадина заполнена карбонатными и терригенными отложениями мощностью до 12 км. Они участвуют в строении системы надразломных складок. В основании разреза залегают конгломераты, грубые песчаники, аркозы, граувакки. В верхних частях — песчанико-алевролитовые толщи с пачками и прослоями строматолитовых доломитов (Моралев, Чешихина, 1978). По периферии впадины с запада и востока эти складчатые толщи перекрыты терригенными толщами, залегающими более спокойно и образующими верхний протоплатформенный комплекс мощностью до 1500—3000 м.

Второй район распространения отложений протоплатформенного чехла находится на северо-западе Австралии. Толщи чехла заполняют здесь обширную впадину Наллагайн и представлены песчанико-глинистыми отложениями с прослоями кислых лав и туфов. Эти толщи имеют возраст в интервале 2300—2000 млн. лет. Южнее к впадине Наллагайн прилежит прогиб Ашбёртон-Наберру, вытянутый в юго-восточном направлении и ограниченный разломами. Здесь слои близкого состава увеличиваются в мощности до 12—14 км, а залегание их осложнено складками и разрывами.

Антарктическая платформа. Отложения нижнепротерозойского чехла известны также в пределах Антарктиды. Самый большой участок они слагают на плоскогорье Ричер (Грикуров и др., 1976), расположенном в западной части Земли Королевы Мод. Эти отложения представлены толщей аркозов, полимиктовых и граувакковых песчаников до 1900 м мощности с пачками конгломератов, туфогенных песчаников и аргиллитов. Их в общем спокойное залегание осложнено разломами и приразломными складками. Выше с размывом залегают более молодые красочетные песчаники и аргиллиты, в основании которых находятся базальные конгломераты. Они сопровождаются пластовыми и интрузивными телами траппов, изотопный возраст которых в интервале 1600—1700 млн. лет. Возраст самой серии песчаников определяется на этом основании как раннепротерозойский.

В другом районе, в горах Принс-Чарльз, по данным М. Равича (Грикуров и др., 1976), известна метаморфизованная в условиях низкотемпературной ступени амфиболитовой фации мощная толща зеленых сланцев с прослоями джеспилитов, железистых кварцитов и эффузивов, достигающая более 400 м мощности. На ней залегают толща кварцево-серицитовых и кварцево-хлоритовых сланцев с прослоями кварцитов и метабазитов общей мощностью более 5000 м. Обе толщи, относящиеся к нижнему протерозою, заполняют обширную осложненную разломами впадину на поверхности архейского основания и относятся к протоплатформенному чехлу.

ОБЩИЕ ИТОГИ ПО ОСОБЕННОСТЯМ И УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Раннепротерозойские комплексы древних платформ как складчатые и метаморфические, относящиеся к фундаменту, так и протоплатформенного чехла являются, как было показано выше, в обоих случаях эпикратонными, возникшими на поверхности архейского фундамента платформ. Одни из них образовались при этом в условиях раздробления и глубокого погружения фундамента, другие — на поверхности поднятых блоков.

Формирование осадочных и магматических комплексов в протерозойских прогибах геосинклинального типа происходило в больших, ограниченных разломами прогибах, заложившихся на поверхности архейского основания. Наличие последнего обусловило образование очагов кислой вторичной магмы, которые послужили источником больших по объему и разновозрастных комплексов гранитоидов.

В Свекофенской складчатой области, например, известны комплексы синорогенных, позднеорогенных и посторогенных гранитоидов, массивы которых во многих случаях достигают огромных размеров и характеризуются значительным разнообразием. В разрезах этой области наблюдается обратный порядок залегания вулканических продуктов по отношению к нормальному для геосинклинальных складчатых областей фанерозоя. В основании разрезов развиты мощнейшие толщи лептитовой формации (метаморфизованных кислых и средних вулканических пород), а в верхней половине — толщи основных лав и туфов. Такая последовательность обусловлена тем, как это показал Лундегард (Lundegard, 1971), что очаги вулканов располагались в пределах гранитно-метаморфического слоя (архейских массивов) и давали сначала кислые и средние продукты извержения, а позднее стали питаться из более глубоких зон.

В Карибской складчатой области Южной Америки архейский кристаллический фундамент послужил материалом для образования огромных массивов анатектонических гранитов, образующих упоминавшуюся выше систему крупных куполовидных поднятий.

Другие протерозойские складчатые области образовались в результате только раздробления больших блоков архейского кристаллического основания платформ (Канада). Все они, следовательно, являются вторичными, возникшими на месте деформированного архейского фундамента.

Приведенный материал по строению и условиям залегания протоплатформенного чехла древних платформ позволяет сделать вывод о его широком распространении и большой роли в строении и истории развития большинства древних платформ. Формирование древнейшего чехла происходило во впадинах и грабенах на размытой поверхности архейских блоков фундамента в течение всего раннего протерозоя (т. е. по старому делению докембрия — в течение раннего и среднего протерозоя) в интервале 2600—1700 млн. лет.

В составе протоплатформенного чехла выделяются два различных по возрасту и строению комплекса: нижний, более древний, связанный с началом раннего протерозоя, и верхний, более молодой, формировавшийся в конце его. Первый из них отличается большой мощностью отложений и нередко их значительной дислоцированностью, участием в строении сложных складчато-глыбовых структур. Верхний чаще всего залегает спокойно и только раздроблен разломами. Оба комплекса сопровождаются интрузиями гранитоидов и других магматических пород.

По условиям залегания, составу осадочно-вулканических толщ и особенностям взаимоотношений с магматическими образованиями отложенный протоплатформенного чехла значительно отличаются от отложений

рифейско-фанерозойского чехла древних платформ, которые их перекрывают, и характеризуются более широким площадным распространением.

Вместе с тем это и не геосинклинальные образования. По формационному составу и последовательности формаций они не имеют ничего общего с эвгеосинклинальными комплексами и, наоборот, теснейшим образом связаны с древними платформами, всегда перекрывая фундамент последних.

Среди них обычны лишь прибрежные, мелководные и континентальные отложения. В некоторых районах они по составу формаций и мощности бывают близки к миогеосинклинальным образованиям и подобно им осложнены складчато-глыбовыми нарушениями. Поэтому многие исследователи (Салоп, 1967; Лейтес, Федоровский, 1977, 1978; Борукаев и др., 1977) относят их к миогеосинклинальным складчатым комплексам. Однако следует отметить, что миогеосинклинальные комплексы отличаются преобладанием в них глинистых и карбонатных формаций, а в протоплатформенных комплексах главную роль как раз играют обломочные формации. Кроме того, миогеосинклинали образуют эпикратонные складчатые системы, которые развиваются рядом и параллельно с настоящими эвгеосинклиналями.

Протоплатформенные комплексы представлены, как мы видели выше, своеобразными формациями, заполняющими впадины и грабены на поверхности архейских блоков древних платформ, и принадлежат преимущественно раннему протерозою.

Близкими им по составу и строению комплексами, с которыми они действительно имеют сходные черты строения и особенности состава, являются только орогенные комплексы складчатых областей рифея и фанерозоя. Однако последние теснейшим образом связаны с заключительными этапами развития байкальских, каледонских, герцинских, мезозойских или альпийских областей и распространены в орогенных впадинах в пределах срединных массивов или вдоль соседнего края платформ, окаймляющих эти области. При сходстве в составе формаций протоплатформенные комплексы отличаются длительностью образования и особенностями распространения. Орогенные формации связаны с ограниченным интервалом времени образования во всех складчатых областях. Протоплатформенные образования в отличие от них формировались на протяжении чрезвычайно длительного раннепротерозойского этапа формирования древних платформ.

Поэтому если они и относятся к орогенному этапу, как полагает К. А. Мокшанцев и некоторые другие исследователи (Мокшанцев и др., 1975), то этот этап оказывается здесь чрезвычайно растянутым по времени.

Важно отметить, что, кроме того, на протяжении раннепротерозойского этапа происходила несомненная эволюция связанных с ним протоплатформенных образований, выражающаяся в различиях нижнего и верхнего комплекса этих отложений, что наблюдается на большинстве древних платформ и было отмечено выше. Отметим появление к концу рассматриваемого этапа характерных вулканоплутонических комплексов и поздних наземных моласс. Это серия Дала Швеции, серия Рораима Южной Америки, улканский и акитканский комплексы Восточной Сибири и другие, подобные им.

В целом раннепротерозойский этап формирования древних платформ обладает, как видно, настолько ярко выраженными особенностями и такой длительностью, что он должен рассматриваться как обособленный, самостоятельный и длительный этап в истории их развития.

Таким образом, это не просто заключительный (орогенный) этап одной из эпох складчатости, а очень значительный длительный и сложный этап истории формирования древних платформ, который сходен в

отношении образовавшихся формаций с орогенными этапами, но по своей длительности несравним с ними. По значению он может быть поставлен в один ряд только с этапом формирования архейского фундамента древних платформ, с одной стороны, и этапом формирования платформенного рифейско-фанерозойского чехла — с другой. Он является промежуточным или переходным этапом между ними.

Формирование осадочно-вулканических и магматических комплексов, слагающих фундамент древних платформ, происходило в условиях исключительно высокой подвижности. Эта подвижность была характерна для всего архейского этапа накопления осадочных и вулканических толщ и обусловила их складчатость и пластические деформации. Эта высокая тектоническая подвижность сопровождалась и высокой интенсивностью метаморфизма, и мощной магматической деятельностью с формированием многочисленных магматических тел.

В начале протерозоя архейские блоки были подняты и разделены прогибами, в которых возобновились процессы геосинклинального осадконакопления и вулканизма. Архейские массивы были уже участками сложившегося кристаллического основания блоков древних платформ, подвергшихся не только метаморфизму, но и гранитизации на значительных площадях.

На поверхности поднятых архейских блоков с самого начала возникли возвышенные и погруженные участки. Первые сразу же явились ареной процессов денудации и размыва, а вторые — областями отложения толщ обломочных продуктов с мощным накоплением отложений протоплатформенного чехла, особенно полно предоставленного в наиболее крупных депрессиях.

Земной коре древних платформенных блоков в это время была свойственна сильно повышенная (по сравнению с современной) подвижность. Только такой подвижностью можно объяснить те контрасты рельефа, которые привели к накоплению огромных по мощности толщ протоплатформенного чехла, и обломочный состав их отложений с преобладанием песчаников и значительной ролью галечников и конгломератов.

Наличие двух комплексов протоплатформенного чехла (нижнего и верхнего) соответствует, очевидно, двум разным, достаточно отчетливо выделяющимся стадиям длительного раннепротерозойского этапа геологической истории древних платформ.

Ранняя стадия отвечает еще сохранившейся активной, хотя и несравненно меньшей, чем в архее, подвижности древних платформ. На протяжении ее образовались сложные структуры нижнего комплекса рассматриваемого чехла с огромными иногда мощностями этих комплексов, сопровождаемых интрузивными сериями основного состава и гранитоидами.

Поздняя свидетельствует об участии активной подвижности платформ. Недаром именно с этой стадией связаны по времени образования такие уникальные гранитоидные тела, как массивы типа рапакиви и близкие к ним, которые формировались в самом конце раннего протерозоя (1750—1650 млн. лет) в условиях чрезвычайно спокойной и длительной кристаллизации расплава при очень медленном поднятии больших объемов магмы (Судовиков, 1967).

После образования и кристаллизации этих крупных интрузивных тел подвижность фундамента древних платформ резко упала и создались условия для образования платформенных синеклиз, антеклиз и других структур платформенного чехла рифей и фанерозоя.

Падение подвижности древних платформ от эпохи ранних стадий образования протоплатформенного чехла к эпохе спокойно залегающих его верхних комплексов отражает, очевидно, общий процесс консолидации фундамента платформ в течение раннего протерозоя (афебия).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раннепротерозойский (афевский, карельский) этап развития древних платформ является очень длительным, охватывает почти миллиард лет. Он является единственным в истории развития древних платформ, когда сложились условия для формирования эпикратонных геосинклинальных складчатых систем типа Свекофенской и Бирримской и в то же самое время для формирования толщ протоплатформенного чехла и сопровождавших его вулканизма и интрузивных комплексов.

Области поднятия фундамента сделались ареной процессов выветривания в своеобразных условиях атмосферы раннего протерозоя, бедной кислородом, что отразилось на составе обломочных отложений и характере осадочных толщ.

Длительная история раннепротерозойского этапа развития древних платформ обладает, как видно, многими своеобразными чертами и характеризуется такими особенностями движений земной коры, осадконакопления и магматизма, что по всем этим признакам заслуживает обособления в тектонической истории древних платформ. При этом он отчетливо разделяется на два периода — ранний и поздний. Связанные с ними осадочные комплексы, магматические породы и вулканические образования обладают рядом особенностей, указывающих на различные условия их формирования и разные проявления тектонических движений; их сопровождают и неодинаковые комплексы полезных ископаемых, что требует специального сравнительного рассмотрения.

Литература

- Башарин А. К., Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Вотах Д. А., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М.* Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970.
- Башарин А. К., Шульдинер В. И., Мошкин В. А., Дворкина Б. В.* Докембрий Северной Америки.— В кн.: Докембрий континентов Северной и Южной Америки. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Берзин Н. А.* Докембрий Южной Америки.— В кн.: Докембрий континентов, Северная и Южная Америка. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Борукаев Ч. Б., Башарин Н. А., Берзин Н. А.* Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Богданова С. В., Каляев Г. И., Лазарев Ю. И., Мокшанцев К. Б., Моралев В. М. и др.* Докембрий континентов. Древние платформы Евразии. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Виноградов В. И., Лейтес А. М.* Об условиях седиментации в раннем докембрии и времени становления кислородной атмосферы Земли.— Литология и полезн. ископ., № 3, 1978.
- Гилярова М. А.* Стратиграфия структуры и магматизм докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ, 1972.
- Гилярова М. А.* Стратиграфия структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А.* Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Грикуров Г. Э., Равич М. Г., Значко-Яворский Г. А., Каменов Е. М.* Объяснительная записка к геологической карте Антарктиды. НИИГА, Л., 1976.
- Каляев Г. И., Комаров А. Н., Жуков Г. В.* Древние платформы Евразии. Гл. II. Докембрий континентов. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Клигин К. А.* История формирования земной коры Скандинавии в рифее.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., «Наука», 1978.
- Колотухина С. Е., Моралев В. М., Клаповская В. В. и др.* Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри Ланка. М., «Наука», 1975.
- Колотухина С. Е.* Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах южного полушария. М., «Наука», 1977.
- Косыгин Н. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Матвеевская А. Л., Парфенов Л. М., Чиков Б. М.* Основные черты тектоники докембрия континентов.— В кн.: Геология докембрия. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Кратц К. О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О.* Балтийский щит.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука», 1964.
- Кратц К. О., Крылов И. Н., Лобач-Жученко С. Б.* Геохимические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита.— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1974.

- Лейтес А. М. Нижний протерозой Олекмо-Витимской горной страны. Тр. ГИН АН СССР, вып. 122. М., «Наука», 1965.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника Алданского щита.— Геотектоника, № 2, 1972.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, № 1, 1977.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника и важнейшие этапы становления земной коры юга Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., «Наука», 1978.
- Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О. Геология докембрия Балтийского щита.— В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1974.
- Мокшанцев К. Б., Лутц Б. Г., Петров А. Ф., Штех Г. И., Горнштейн Д. К., Трушков Ю. Н. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии.— Сов. геология, № 6, 1972.
- Моралев В. М., Чешихина К. Г. Тектоническая эволюция Австралийской платформы в дорифейском протерозое.— Изв. вузов. Геология и разведка, № 2, 1978.
- Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
- Новикова А. С., Сидоренко С. А. Структура и история формирования континентальной коры Свеконорвежской провинции Балтийского щита.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., «Наука», 1978.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1970.
- Павловский Е. В. Кратонизация земной коры материков.— Бюл. МОИП. Отд. геол., № 4, 1975.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964.
- Палей И. П. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Палей И. П. Протоплатформенные образования Балтийского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
- Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Салоп Л. И. Геология Балтийской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история развития. М., «Недра», 1967.
- Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Возрастные границы групп докембрия Канады и Южной Африки. Бюл. МОИП. Отд. геол., № 5, 1970.
- Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита.— В кн.: Проблемы геологии Балтийского щита и покрова Русской плиты. Тр. ВСЕГЕИ, т. 175, 1971.
- Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., «Недра», 1977.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
- Симон А. К. Заключительный этап развития протерозойской подвижной зоны Кольского полуострова.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
- Симонен А. Центральная часть Балтийского щита в пределах Финляндии. Главные структурные элементы. Тектоника свекофеннокарелид.— В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды. М., «Наука», 1978.
- Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., «Наука», 1967.
- Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. Тр. ГИН АН СССР, вып. 236. М., «Наука», 1972.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Тр. ГИН АН СССР, вып. 321. М., «Наука», 1978.
- Штрейс Н. А., Новикова А. С., Савельев А. А., Горощенко Г. Л., Мартынова В. П. О кровной структуре Балтийского щита.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., «Наука», 1978.
- Шубер Ю. А., Фор-Мюре А. (редакторы). Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
- Эрикссон Б., Лундгедорд Я., Лундквист Т., Горбачев Р., Западная часть Балтийского щита в пределах Швеции. Свекофеннокарелиды. Готский комплекс Дальсландиды.— В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды. М., «Наука», 1978.
- Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967.
- Choubert V. Etat actuel de nos connaissances sur la geologie de la Guyane française.— Bull. Soc. geol. France, t. 7, No. 1, 1965.

- Härme M.* On the fault lines in Finland.— Bull. Commiss. Geol. Finland, No. 196, 1969.
- Lundegårdh P. H.* Neue Gesichtspunkte zum Schwedischen Präkambrium.— Geol. Rundschau, 13d, 60, No. 4, 1971.
- Magnusson N. M.* Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden.— Svergeol. undersökning, 16, 1970.
- Mikkola A.* On the geology of the area north of the Gulf of Bothnia.— Bull. Commiss. Geol. Finland, No. 146, 1949.
- Odman O.* Description to map of the pre-Cambrian rocks of the Norbotten County.— Sver. geol. undersökning, Ca, 41, 1957.
- Ramsey W.* Geologins grunder. Helsingfors, 1909.
- Sederholm J.* Pre-Quaternary rocks of Finland.— Bull. Commis. Geol. Finlande, No. 91, 1930; No. 131, 1960.
- Simonen A.* Evolution of the Svecofennides in Finland.— In: XXII Internat. Geol. Congr., India. Sect. 10, 1964.
- Simonen A.* Pre-Quaternary rocks in Finland.— Bull. Commiss. Geol. Finlande, No. 191, 1960.
- Stockwell C. M., McGlynn J. C., Emslie R. F., Sanford B. V., Norris W. a. o.* Geology of the Canadian Shield. In: Geology and Economic Minerals of Canada. Geol. Surv. Canada, Ottawa, 1970.
- Welin E.* The svecofennian orogenic zone in Northern Sweden. Geol. Foren., No. 92, 1970.
- Welin E., Christiansson K., Nilson Ö.* Rb—Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden.— Sver. geol. undersökning, C-66, 1971.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
29 сентября 1978 г.



УДК 551.24 : 551.71 (477 + 397)

О. Б. ГИНТОВ

ПЕРВИЧНЫЕ КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На примере докембрия Украины, Восточной и Южной Африки рассматриваются строение и история развития древнейших кольцевых структур земной коры. Показано, что ведущая роль в их формировании принадлежит глыбовым движениям и внедрению по глубинным разломам мантийных расплавов. Предложено новое название подобных структур — «тектоноконцентр».

Тектоноконцентры состоят из двух основных структурных элементов — стабильного ядра и мобильного кольцевого обрамления. Стабильное ядро сформировалось на месте первоначальной внутрикольцевой впадины, а мобильному кольцевому обрамлению на раннем этапе образования тектоноконцентра отвечал кольцевой вал. Установлено сходство в начальных этапах развития тектоноконцентров и кольцевых «морей» Луны.

Изучение химической эволюции Земли и возможных процессов ее дифференциации (Виноградов, 1959; Бондарчук, 1961; Магницкий, 1965) основных типов литогенеза на начальных стадиях развития земной коры (Фролова, 1951; Страхов, 1962; Лазько, 1971), а также возраста древнейших метаморфических комплексов (Глебовицкий и др., 1965; Глуховский, Павловский, 1973) показывает, что первичная кора характеризовалась базальтоидным составом, а гранито-метаморфический слой материков возник позже как результат дальнейшей дифференциации вещества верхних оболочек планеты. Ведущую роль в формировании гранито-метаморфического слоя играли процессы дезинтеграции базальтовой коры, переноса и переотложения продуктов механического и химического выветривания, регионального метаморфизма и гранитизации, а также выноса из верхней мантии кремнекислоты, щелочей и других легких элементов.

Промежуток времени между моментом возникновения Земли (~4,7 млрд. лет) и появлением первых силикатических масс, а также первых процессов эрозии и осадконакопления (3,5—4,0 млрд. лет) был весьма кратким. Это заставляет некоторых исследователей предполагать «ударное» происхождение материков (Донн и др., 1966). В рамках представлений об эволюции земных оболочек в результате дифференциации протопланетного вещества необходимо исходить из того, что процесс дифференциации мантии и выделения коры проходил очень бурно, сопровождался активными тектоническими движениями, формированием весьма контрастного рельефа земной поверхности. Иначе трудно объяснить появление крупных масс терригенного материала за столь короткое время.

Следовательно, при изучении ранних стадий развития земной поверхности вопросы тектоники и структурообразования приобретают первостепенное значение.

Представления о тектонических структурах, отвечавших начальным стадиям дифференциации земного вещества и формирования коры, стали бурно развиваться относительно недавно. Наиболее смелыми исследователями высказывалось мнение, что тектонический план земной поверхности на самых ранних этапах был подобен лунному (Павлов, 1922;

Хабаков, 1949; Виноградов, 1959; Бондарчук, 1961; Страхов, 1961; Бенеш, 1962, и др.). При этом не выражалось особых надежд на выявление структур лунного типа. «Первичная поверхность Земли к настоящему времени не сохранилась нигде» (Бенеш, 1962, стр. 50).

Е. В. Павловский, который вначале считал, что накопление первичных вулканогенно-осадочных толщ происходило в изометричных плохо ориентированных, нередко «амебообразной» формы бассейнах (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963), впоследствии также пришел к выводу, что области первичного осадконакопления представляли собой круговые впадины типа лунных кольцевых структур, частично сохранившиеся в областях развития древнейших образований земной коры (Павловский, 1975). Этому способствовало широкое развитие сравнительных планетологических исследований, а также открытие крупных кольцевых структурных форм докембрийского фундамента по геофизическим данным. На кольцевую зональность аномального магнитного поля платформ впервые обратила внимание Т. Н. Симоненко (1963). Подробное описание и геологическая интерпретация гигантских (до 400 км в диаметре) кольцевых зональностей аномального магнитного и гравитационного поля на примере докембрия Украины были даны автором настоящей статьи (Гинтов, 1971, 1972, 1973), указавшим на близкое сходство подобных структур по многим параметрам с кольцевыми «морями» Луны. Аналогичный вывод в отношении кольцевых структур Алданского щита сделан М. З. Глуховским (1976).

В этой связи вполне справедливо начальный геологический этап развития земной коры назван «лунным» (Глуховский, Павловский, 1973; Муратов, 1975; Павловский, 1975), ибо нельзя не согласиться с И. Н. Томсоном, Ю. А. Ходаком и Л. В. Хорошиловым (1968, стр. 73), что «единство материи и родственная форма ее существования является основой для утверждения о неизбежности аналогий в строении планет». Обнаружение многочисленных кольцевых депрессий на Меркурии и Марсе подтверждает такой вывод.

Концепции первичных кольцевых впадин лунного типа, заполняемых вулканическим и терригенным материалом, который впоследствии гранитизируется, в определенной мере противостоит представление о гнейсовых складчатых овалах, развиваемое Л. И. Салопом (1971). Автор, также обративший внимание на существование древних гигантских кольцеобразных структурных форм (Алданский щит и Южная Африка), связывает формирование подобных овалов с образованием выпуклого фронта реоморфизма, возникновением округлых гранитных кратонов, служивших первичными ядрами консолидированной коры. Их изометричные очертания и неупорядочное расположение связываются с изотропностью древней коры по латерали, отсутствием кратонных блоков.

Однако подобные образования вряд ли могли быть первичными структурными формами земной коры, так как для этого необходимо было бы предположить исключительность земного пути развития, особый характер дифференциации внутриземного вещества на начальных этапах. Ниже будет показано, что структуры, относимые к гнейсовым складчатым овалам, наряду с признаками чисто земных гранитных кратонов несут в себе также черты лунных «морей» и кратеров и, следовательно, можно отыскать связь между начальной «лунной» и последующими стадиями развития земной коры.

Независимо от взглядов на характер процессов, обусловивших формирование первичных структур земной поверхности, можно считать установленным, что эти структуры имели кольцевую, концентрическую форму в плане. Второй неоспоримый факт — выдающаяся роль в их формировании глубинных перемещений вещества, ведущих к крупномасштабным, главным образом вертикальным, тектоническим движениям. Учитывая эти два фактора, нами для рассматриваемых структур

был предложен термин «тектоноконцентр» (Гинтов и др., 1976). Название «кольцевая структура» не является специфическим термином, которого заслуживали бы эти оригинальные образования. Что касается предложенного Л. И. Салопом названия «гнейсовый складчатый овал», то оно, по нашему мнению, слишком односторонне характеризует рассматриваемые структуры, отражая состав и строение лишь некоторых из них на определенном этапе развития. Так, формирование Южно-Родезийского кратона, рассматриваемого как гнейсовый складчатый овал (Салоп, 1971), определяется не столько складчатостью, сколько разрывными дислокациями (кольцевой системой разломов), постоянно возобновлявшимися от архея по мезозой включительно.

Ниже на примере Северо-Украинского, Восточно-Африканского и Южно-Родезийского тектоноконцентров мы пытаемся показать, что их возникновение и характер формирования отражают своеобразие «лунной» стадии развития земной коры.

Кольцевой характер этих структур был отмечен разными исследователями почти одновременно: Восточно-Африканского тектоноконцентра — Б. Б. Броком (Брок, 1970), Южно-Родезийского и Северо-Украинского — соответственно Л. И. Салопом и О. Б. Гинтовым в 1971 г. (Салоп, 1971; Гинтов, 1971). Концентрическая их форма создается в основном кольцевыми системами разломов — сбросов и взбросов, ограничивающих зоны приподнятых и опущенных блоков земной коры.

С системой разломов, ограничивающих Северо-Украинский тектоноконцентр (рис. 1), связан кольцевой пояс приподнятых блоков диаметром 400—450 км, где на поверхность выведен архейский гранулитовый комплекс, представленный гиперстен-плагноклазовыми гнейсами и сланцами, гранат-биотитовыми, графитовыми, высокоглиноземистыми гнейсами, кварцитами, кальцифирами и другими мигматизированными и гранитизированными породами. Значительное место среди этих образований занимают породы чарнокит-эндербитового ряда, в связи с чем рассматриваемый комплекс пород по праву может быть отнесен к древнейшим комплексам чарнокитовых поясов (Долгинов и др., 1973).

Чарнокитовому поясу Северо-Украинского тектоноконцентра отвечает кольцевая полоса интенсивных гравитационных максимумов, что согласуется с плотностной характеристикой слагающих пояс пород: средняя избыточная плотность их по сравнению с протерозойскими комплексами составляет 0,1 г/см³. Зона гравитационных максимумов прослеживается также в северной и северо-западной части тектоноконцентра, где гранулитовых комплексов не установлено. Это может свидетельствовать, во-первых, о незначительной глубине залегания в этой зоне поверхности гранулитового основания и, во-вторых, о наличии здесь крупных интрузивных тел основного состава (последнее подтверждено геологическими и поисковыми работами).

Отмечается общая высокая насыщенность кольцевой зоны гравитационных максимумов архейскими, ниже- и среднепротерозойскими вулканитами и интрузивными телами базит-гипербазитового ряда. Поэтому можно сделать вывод, что в докембрии кольцевое обрамление Северо-Украинского тектоноконцентра являлось зоной наиболее активного внедрения в земную кору мантийных расплавов.

Параллельно архейскому кольцевому поясу с внутренней стороны кольцевого обрамления прослеживается пояс развития протерозойских пород шириной от 10 до 30 км. Наиболее четко он проявлен в восточной и северной части кольцевого обрамления, где вскрываются интрузивно-метасоматические гранитоиды возрастом 1,9—2,0 млрд. лет (уманские, богуславские и др.), а также верхнепротерозойские осадочные и вулканогенные породы овручской серии и метасоматические граниты верхнепротерозойского пержанского комплекса.

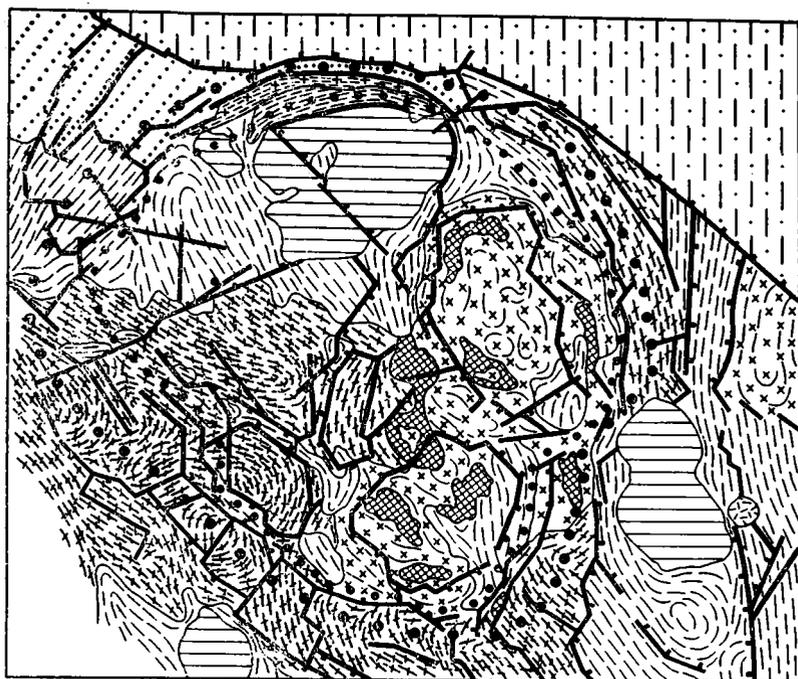


Рис. 1. Тектоническая карта Северо-Украинского тектоноконцентра Архей: 1 — бугская серия и подольский чарнокитовый комплекс; 2 — звенигородский комплекс плагиигранитов; 3 — росинско-тихичская серия. Нижний протерозой: 4 — тетевская и ингульская серии, кировоградско-житомирский ультраметаморфический комплекс. Средний протерозой: 5 — рапаквидоподобные граниты и габбро-анортозиты коростенского комплекса; 6 — клесовская серия и осницкий комплекс. Верхний протерозой: 7 — овручская серия; 8 — пержанский комплекс; 9 — мезозойская Болтышская впадина; 10 — Припятско-Днепровский грабен; 11 — разломы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 12 — осевая линия кольцевого пояса приподнятых блоков; 13 — осевая линия кольцевого пояса синклиналичных трогов

Овручские кварцито-песчаники заполняют одноименный грабен субширотного простирания, изогнутый в соответствии с характером кольцевого обрамления. Поясу нижнепротерозойских пород отвечает полоса гравитационных минимумов и достаточно глубокая (до 5—10 км) депрессия в мантии (Соллогуб, 1972; Бабинец, 1976). Следовательно, можно утверждать, что поясу протерозойских пород отвечает кольцевая депрессионная зона, соседствующая с кольцевым поясом приподнятых блоков. В западной части тектоноконцентра, где нижнепротерозойских пород нет или они развиты локально, депрессионная зона устанавливается по гравиметрическим данным (линейная зона минимумов на фоне повышенных значений силы тяжести, отвечающих архейскому гранулитовому комплексу).

Кольцевая система разломов, обрамляющая Северо-Украинский тектоноцентр, возникла еще до формирования складчатой структуры древнейших комплексов. Об этом свидетельствует не только общая конформность простирания архейской складчатости кольцевому обрамлению в значительной его части, но и влияние разломов на формирование складчатости там, где она ориентирована поперек кольцевого обрамления (юго-западная часть тектоноконцентра): складки, образованные породами чарнокитового комплекса, замыкаются при приближении к

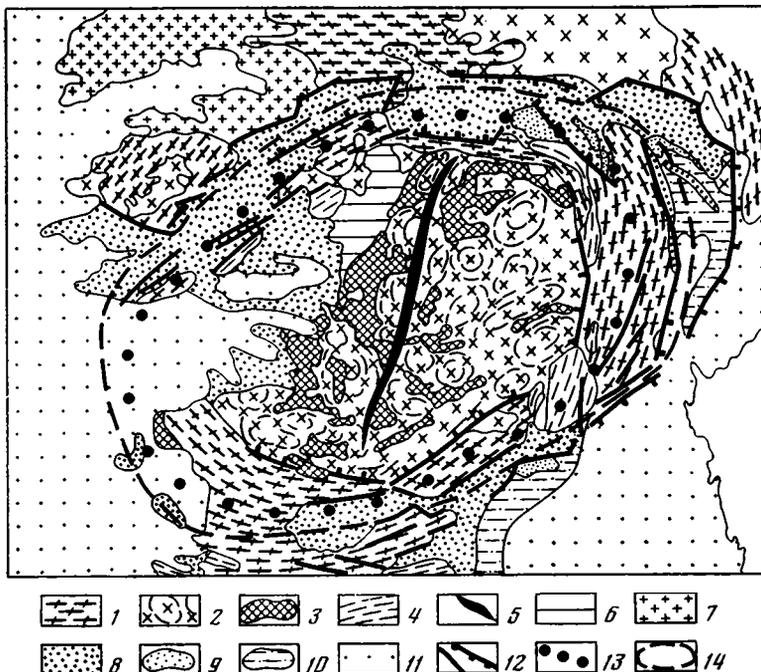


Рис. 2. Тектоническая карта Южно-Родезийского тектоноконцентра (по Carte tectonique Internationale de l'Afrique, 1968 с дополнениями по Ю. Шуберту, А. Фор-Мюре, 1973; Е. Долгинову и др., 1973 и автора)

Архей: 1 — гнейсы основания; 2 — граниты основания; 3 — «первичные» системы — Себаквийская, Булавская, Шамвайская. Нижний протерозой: 4 — система Умкондо; 5 — Великая дайка Родезии. Средний протерозой: 6 — система Ломагунди. Верхний протерозой: 7 — граниты нерасчлененные. Фанерозой: 8 — система Карру (верхняя пермь — нижняя юра); 9 — граниты и гранофиры, щелочные породы Лупата (верхняя юра — нижний мел); 10 — морские отложения трога Урема (верхний мел); 11 — морские и континентальные отложения Мозамбика (на востоке), слои и пески Калахари (на западе); 12 — разломы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 13 — осевая линия кольцевого пояса гнейсов основания; 14 — осевая линия кольцевого пояса Карру

разлому, изгибаются параллельно ему, но нигде не пересекают линии разлома.

Структура Южно-Родезийского тектоноконцентра также сформирована кольцевой системой разломов — крупных надвигов, сбросов и взбросов, обрамляющих древний Южно-Родезийский кратон (рис. 2). Размеры структуры 800 × 650 км.

Кольцевое обрамление тектоноконцентра имеет глыбовый характер, выражающийся в том, что по разломам здесь входят в соприкосновение весьма контрастные по возрасту и глубинности образования, а именно пояса архейских гнейсов — Замбези на севере, Мозамбикский на востоке и Лимпопо на юге, — по составу и степени метаморфизма принадлежащие к типичным чарнокитовым поясам; нижнепротерозойские слабо-метаморфизованные осадки системы Умкондо; фанерозойские вулканогенные и осадочные образования системы Карру (верхняя пермь — юра). Все эти формации слагают наложенные друг на друга кольцевые пояса. Структурное единство кольцевого пояса древних гнейсов подтверждается плавным переходом простираний складчатости из пояса Лимпопо в Мозамбикский и далее в пояс Замбези конформно кольцевому обрамлению по всему периметру тектоноконцентра. Выход на поверхность этих сильнометаморфизованных глубинных образований возрастом более 3 млрд. лет (Шуберт, Фор-Мюре, 1973) свидетельствует о длительном воздымании кольцевого обрамления.

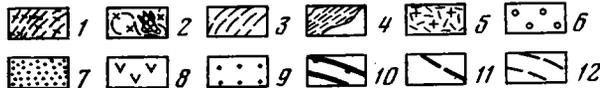
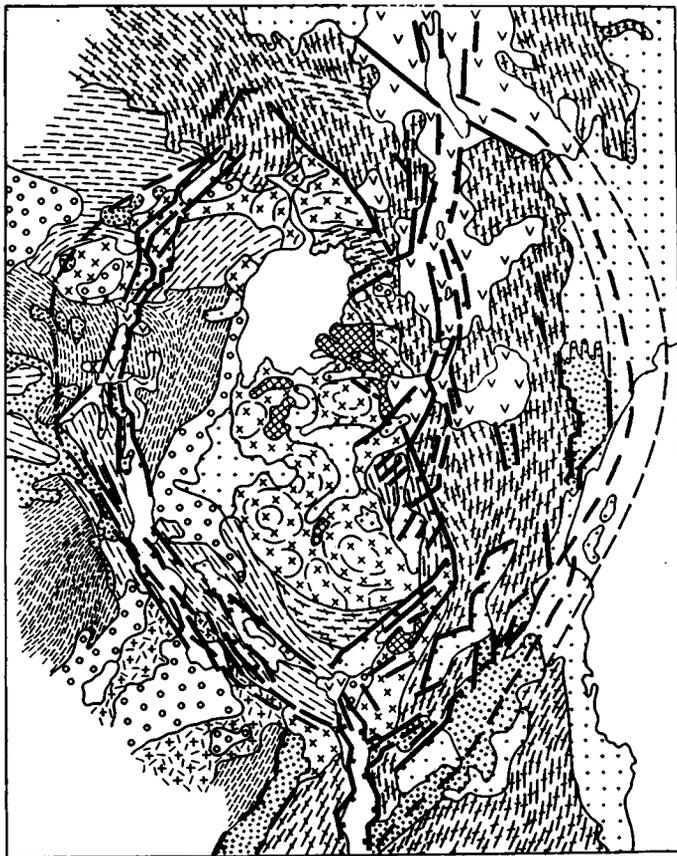


Рис. 3. Тектоническая карта Восточно-Африканского тектоноконцентра (по Carte tectonique Internationale de l'Afrique, 1968 с дополнениями автора)

Архей: 1 — гнейсы основания, претерпевшие омоложение в раннем и позднем протерозое (Мозамбикский пояс); 2 — граниты основания и система Ньянза (косая клетка). Ранний протерозой: 3 — убендийский комплекс. Поздний протерозой: 4 — комплексы Кибара-Бурунди-Карагве и Укинга; 5 — игнимбриты и аляскитовые граниты; 6 — платформенный чехол. Фанерозой: 7 — система Карру (верхняя пермь — нижняя юра); 8 — вулканические потоки и покровы (голоцен — миоцен); 9 — нерасчлененный послепалеозойский чехол Африканской платформы; 10 — разломы, сбросы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 11 — осевые линии кольцевого трога Карру; 12 — контуры погребенного трога Карру в восточной части тектоноконцентра

Нижнепротерозойские породы системы Умкондо заполняют разрозненные грабены в архейском фундаменте, размещающиеся с внутренней стороны кольцевого обрамления. Наличие таких грабенов по всему периметру обрамления дает право говорить о существовании кольцевого пояса Умкондо.

Породы системы Карру заполняют практически непрерывный кольцевой грабен шириной 60—100 км, прослеживающийся вдоль осевой линии пояса древних гнейсов. Это типичная палеорифтогенная структура, аналогичная по механизму образования более молодым рифтовым впадинам Восточной Африки (Милановский, 1975).

Структурные особенности Восточно-Африканского тектоноконцентра (размеры 1600×1400 км) сформированы в первую очередь кольцевым расположением разновозрастных подвижных поясов (рис. 3), окаймляю-

щих Танганьикский щит с востока (Мозамбикский пояс), севера (пояс Карамойя), запада и юго-запада (пояса Убенди и Урунди-Карагве — Анколе). Перечисленным поясам свойственно широкое развитие гнейсов, метаморфизованных в роговообманково-гранулитовой фации, и чарнокитов, поэтому они полностью сопоставляются с чарнокитовым поясом Южно-Родезийского тектоноконцентра и могут быть отнесены к древнейшему комплексу основания. Африканские геологи, признавая полицикличность в развитии рассматриваемых поясов, возраст их определяют по последним актам орогенеза и магматизма, которые обычно отвечают этапу активизации древнего фундамента (McConnel, 1950; Wayland, 1929). В Убендийском поясе тектоно-магматическая активизация произошла на рубеже 1900 млн. лет, в связи с чем он отнесен к нижнему протерозою. В Мозамбикском поясе последние мощные процессы активизации, внедрение «молодых» гранитов и т. д. произошли около 1000—600 млн. лет назад, ввиду чего он обычно относится к верхнему протерозою. Однако Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре (1973) показали, что возраст формирования Мозамбикского пояса древнее по крайней мере 2,5 млрд. лет. Е. А. Долгинов с соавторами (1973) приводят данные, в соответствии с которыми Убендийский пояс также может быть отнесен к древним чарнокитовым поясам.

Направление древней складчатости и ориентировка блоков в кольцевой системе подвижных поясов подчинена общим круговым контурам тектоноконцентра. Это особенно наглядно подчеркивается осевыми линиями гравитационных аномалий.

Еще с докембрия в кольцевой системе подвижных поясов тектоноконцентра наметился особый тип движений, заключающийся во вспучивании земной коры, образовании кольца пологих сводов шириной 500—600 км и формировании в пределах сводов узких продольных грабенов-рифтов, заполнявшихся вулканическими и обломочными породами. Последний процесс рифтообразования произошел в миоцен-четвертичное время, когда возникла дуговая система рифтовых долин Альберт — Эдуард — Танганьика — Руква и рифт Грегори. Р. Б. Мак-Коннел (1950) и Ф. Дикси (1959) показали, что миоцен-четвертичные сбросы, ограничивающие эти рифтовые долины, являются омоложенными древними сбросами, возникшими еще в конце накопления пород основания.

Признаки докембрийского рифтообразования проявляются также в том, что узкие пояса нижне- и верхнепротерозойских пород наблюдаются на тех же участках, где вскрыты наиболее глубокие архейские формации. То же относится и к формации Карру, которая по аналогии с Южно-Родезийским тектоноконцентром слагает здесь кольцевой пояс. При восстановлении восточной части этого пояса, скрытой под водами Индийского океана и мезозойско-кайнозойскими осадками долины р. Тана (см. рис. 3), особенно отчетливо вырисовывается кольцевой характер Восточно-Африканского тектоноконцентра, который обрамлен двумя симметричными дуговыми зонами периодического рифтообразования. Рифт Грегори занимает осевое положение по отношению к тектоноконцентру. Характерно, что Великая дайка Родезии, пересекающая Южно-Родезийский тектоноконцентр в его осевой части и располагающаяся на одной линии с рифтом Грегори, также может рассматриваться как корневая часть нижнепротерозойского осевого рифта.

Таким образом, кольцевое обрамление всех трех рассмотренных тектоноконцентров характеризуется общностью тектонического развития, единым, очень древним возрастом и единой формационной принадлежностью слагающих его комплексов. Основные черты следующие:

кольцевое обрамление представляет собой систему резко приподнятых блоков, в которых на поверхность выступают древнейшие из известных на Земле гранулитовые комплексы;

на фоне этих гигантских поднятий древнего основания в их центральной или периферической части наблюдается периодическое формирование кольцевой системы линейных грабенов, заполняемых осадочными и вулканогенными образованиями;

система подвижных поясов кольцевого обрамления ограничена и разделена разломами глубокого заложения, проникающими в мантию, о чем свидетельствует развитие в ее пределах многочисленных разновозрастных интрузий и вулканитов основного состава;

древнейшей в кольцевом обрамлении является толща гиперстен-плагноклазовых кристаллосланцев и гнейсов возрастом 3,5—4,5 млрд. лет — продукт метаморфизма первичной базальтовой коры. Поскольку простираение складчатых структур, кристаллизационной сланцеватости и метаморфической полосчатости в ней в целом конформно кольцевой структуре обрамления тектоноконцентров и подчинено направлению кольцевой системы разломов, можно утверждать, что начало формирования обрамления тектоноконцентров относится к лунной стадии развития земной коры.

Внутрикольцевое пространство всех трех тектоноконцентров характеризуется развитием однотипных формаций, отличных от формаций чарнокитовых поясов. Главную роль здесь играют различные архейские гранитоиды (так называемые граниты основания в пределах африканских тектоноконцентров и звенигородский комплекс в пределах Северо-Украинского), слагающие крупные, до 100 км в поперечнике, купольные структуры, и мощные серии архейских же вулканогенных пород основного состава, заполняющие межкупольные синклинали и относительно слабо метаморфизованные (зеленосланцевая, реже амфиболитовая фации). В пределах Северо-Украинского тектоноконцентра это аподиабазы и амфиболиты росинско-тикичской серии, Южно-Родезийского — так называемые первичные системы (Себаквийская, Булавайская, Шамвайская), во внутрикольцевом пространстве Восточно-Африканского тектоноконцентра — система Ньянза (Горячев, 1974).

«Первичные системы» Южной Африки и их аналоги на других континентах — киватинская серия Канадского щита, конкско-верховцевская и росинско-тикичская серии Украинского — относились некоторыми исследователями (Павловский, 1962; Каляев, 1965; Доброхотов, 1971) к древнейшим образованиям, представляющим первичную базальтовую кору Земли. Сейчас появились данные (Вотах, 1970; Горлов, 1975; Салоп, 1973; Горячев, 1974, и др.), что «первичные системы» отлагались на более древнем гранитном основании. Что находится под этим древним фундаментом, пока не ясно. Можно думать, что под ним располагаются породы, аналогичные комплексам чарнокитовых поясов, так как в пределах Северо-Украинского тектоноконцентра гранулитовые комплексы наблюдаются не только в кольцевом обрамлении, но и во внутрикольцевом пространстве, где они выступают в наиболее приподнятых блоках фундамента (см. рис. 1).

Характер тектонических структур обрамления и внутрикольцевого пространства, а также слагающие их формации свидетельствуют о различной тектонической активности этих двух основных элементов тектоноконцентров на протяжении обозримой истории их развития.

В пределах центральных ядер африканских тектоноконцентров уже с архея, а в Северо-Украинском — с нижнего протерозоя установился платформенный режим и все дальнейшее развитие шло в направлении формирования новых и активизации старых разломов, внедрения трещинных интрузий, отложения платформенного чехла. Внутрикольцевое пространство представляло собой единый мегаблок, все части которого развивались в одном режиме.

Кольцевое обрамление сохраняло относительную мобильность значительно дольше — на протяжении всего докембрия, а нередко и фанеро-

зоя, испытывая частые дифференциальные движения и тектонические перестройки. Амплитуда вертикальных перемещений блоков здесь гораздо выше.

Все это позволяет характеризовать два главных структурных элемента тектоноконцентров как **стабильное ядро** и **мобильное кольцо**.

Мысль об относительной устойчивости внутрикольцевого пространства и повышенной мобильности кольцевого обрамления была высказана нами в 1973 г. (Гинтов, 1973). Независимо от нас к аналогичному выводу пришел Н. В. Горлов (1975), выделивший «гранит-зеленокаменные области» овальных и округлых очертаний, окаймленных поясами супракрустальных пород. Гранит-зеленокаменные области названы Н. В. Горловым древнейшими **стабильными ядрами**, а окаймляющие пояса — **мобильными зонами** материковой коры.

Наличие у тектоноконцентров мобильного кольцевого обрамления и долгоживущей системы кольцевых разломов, заложенной на одной из наиболее ранних стадий развития, дает возможность провести параллель между ранними этапами формирования земной и лунной поверхности.

Поскольку для образования кольцевых разломов в краевых частях тектоноконцентров должны были быть созданы мощные растягивающие напряжения, необходимо предполагать раннее **прогибание** центральных областей, т. е. формирование **круговых впадин**. Если бы в формировании тектоноконцентров основную роль играло вспучивание первичной коры, то вероятнее было бы возникновение не кольцевых, а радиальных разломов.

Образование круговых впадин на ранней стадии развития планет земной группы находит свое объяснение с позиции уменьшения объема глубинного вещества в результате неравномерного охлаждения. Этот процесс достаточно детально исследован В. Г. Гутерманом (Гутерман, 1977) и уже рассматривался применительно к механизму формирования кольцевых структур (Гинтов и др., 1976_{1,2}). Здесь следует лишь отметить, что закономерным следствием возникновения кольцевой системы разломов и опускания внутрикольцевого пространства является подъем по разломам к поверхности мантийных расплавов (предполагается существование первичной многослойной астеносферы), изливание их во внутренней области тектоноконцентра и скопление значительных масс расплава в подкоровом пространстве в районе подводящих каналов. В результате происходит вспучивание кольцевого обрамления — образование кольцевого вала (рис. 4, а, б).

Сформировавшаяся структура — изометричная впадина, заполненная базальтовым материалом и окруженная кольцевым валом, — и представляет собой первичный тектоноконцентр на Земле или круговое «море» на Луне¹. Правильная круговая форма некоторых (далеко не всех) крупных кольцевых структур Луны объясняется изотропностью первичной коры по латерали. На Земле подобные структуры в результате длительных последующих перестроек утратили первоначальные правильные очертания.

Последующее развитие земных тектоноконцентров придало им особенности, которых нет у лунных кольцевых структур. Эрозия кольцевого обрамления и накопление осадочной толщи во внутрикольцевом пространстве при одновременном активном выветривании излившихся там базальтов и поступлении из мантии щелочей создали благоприятные условия для сортировки вещества первичной коры, ее метаморфизма и начальной гранитизации. Сформировались гранулитовый и первый плагиогранитовый комплексы стабильного ядра (рис. 4, в, г). Если на Луне

¹ Имеются в виду лунные кольцевые структуры эндогенного происхождения. У метеоритных структур кольцевой вал образован в основном выбросами при ударе.

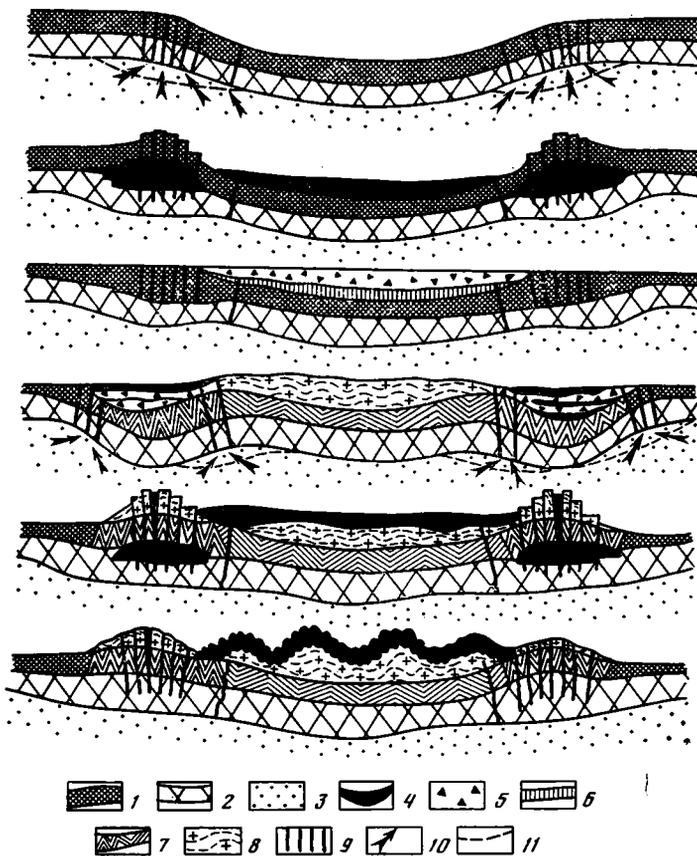


Рис. 4. Схема формирования тектоноконцентра в лунную и нуклеарную стадии
 1 — первичная базальтовая кора; 2 — нижняя часть литосферы; 3 — астеносфера; 4 — свежий базальтовый расплав, поднявшийся по разломам; 5 — первичные осадочные породы; 6 — кора выветривания базальтов; 7 — зона гранулитового метаморфизма; 8 — первичные плагиограниты; 9 — разломы; 10 — направление поступления базальтового расплава; 11 — контуры участков астеносферы, лишенных базальтовой составляющей и приращенных к литосфере; а—е — стадии развития: а, б — лунная, в—д — переходная к нуклеарной, е — нуклеарная

эндогенные процессы резко ослабились в результате затвердевания мало-мощной астеносферы, то на Земле астеносфера продолжала существовать и оказывать воздействие на дальнейшую жизнь тектоноконцентров. С образованием кольцевой системы разломов это воздействие осуществляется в основном через кольцевое обрамление, которое испытывает периодическую смену поднятий и опусканий, осадконакопление, вулканизм, рифтогенез. Первоначально возникшие разломы мобильного кольца, а также вновь образующиеся разломы ядра служат каналами подъема и излияния базальтового расплава, в результате чего на гранулитовом и плагиогранитном основании формируется мощный вулканогенно-осадочный чехол стабильного ядра, представленный киватинской, конкско-верховцевской, росинско-тикичской сериями, «первичными» системами Южной Африки и т. д. Отложение мощной покрывки вулканических пород создает благоприятные условия для накопления тепла и мобилизации гранитного основания, вследствие чего формируется нуклеарная структура стабильного ядра (рис. 4, д, е).

Развитие тектоноконцентров может начаться и с образования изометричного вздутия земной коры — сводового поднятия в результате, например, действия плюмажного потока вещества мантии. Однако коль-

девая система разломов возникает лишь после инверсии, т. е. после смены поднятия прогибанием. В таком случае кольцевые впадины лунной коры следовало бы считать структурами не начального, а последующего, инверсионного этапа. Вместе с тем остатков сводовых построек, а также неизбежных при этом радиальных разломов на Луне не наблюдается. Поэтому предпочтительнее все же считать, что состоянию тектоносферы планет земной группы на «лунной» стадии отвечало закономерное формирование отрицательных структурных форм. Возникновение сводовых поднятий — результат последующего развития тектоносферы.

Из изложенного видно, что автор придерживается теории эндогенного, а не метеоритного происхождения гигантских кольцевых структур земной коры. Примеры областей ареального вулканизма свидетельствуют о принципиальной возможности формирования впадин правильных круговых очертаний (кальдер проседания) в результате действия внутриземных процессов.

Исследователи, связывающие своеобразие «лунной» стадии развития земной коры с интенсивной метеоритной бомбардировкой, не могут не считаться с тем, что многочисленные факты указывают на эндогенный характер крупных кольцевых структур на Луне (линейные ряды кратеров, телескопированное строение крупных кратеров и «морей», полигональные и прямоугольные очертания некоторых из них, существование на Марсе участков как с типичным «лунным» ландшафтом, так и почти нацело лишенных кольцевых структур).

Дальнейшее накопление доказательств эндогенной природы тектоноконцентров позволит надеяться на достаточно быстрое решение очень важного вопроса о характере внутриземных процессов на начальных этапах развития планеты.

Литература

- Бабинец В. А.* Глубинное строение юго-западной части Украинского щита по профилю Голованевск — Винница.— Геофиз. сб. ИГ АН УССР, 1976, № 69.
- Бенеш К.* Черты сходства и различий геологического развития системы Земля — Луна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
- Бондарчук В. Г.* Основные вопросы тектоорогении. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Брок Б. Б.* Рифтовые долины кратона.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. Чтения им. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Вотах О. А.* Тектонические структуры фундамента древних платформ.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970.
- Гинтов О. Б.* Гигантские кольцевые структуры Украины.— В сб.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Тезисы докладов I респ. тектон. совещания. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Гинтов О. Б.* Про кільцеву будову аномального магнітного поля України.— Докл. АН УССР, сер. Б., 1972, № 5.
- Гинтов О. Б.* Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Гинтов О. Б., Гутерман В. Г., Симоненко Т. Н.* Кольцевые магнитные аномалии и начальные этапы развития земной коры.— В сб.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма (тез. докл. X съезда по геомагнетизму). М., Изд-во АН СССР, 1976.
- Гинтов О. Б., Гутерман В. Г., Симоненко Т. Н.* Древняя структура земной коры и кольцевая зональность аномального магнитного поля.— Геофиз. сб. Ин-та геоф. АН УССР, 1976, № 13.
- Глебовицкий В. А. и др.* Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., «Наука», 1965.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблемам ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Глуховский М. З.* О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области (по данным дешифрования телевизионных космических снимков).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Горлов Н. В.* О тектонической исходной установке металлогеническим построениям в архейских гранит-зеленокаменных областях.— В сб.: Металлогения докембрия. Тез. докл. I Всес. совещ. по металлогении докембрия. Л., 1975.

- Горячев А. В.* Геологическое строение докайнозойского фундамента.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. I. М., «Наука», 1974.
- Гутерман В. Г.* Эволюция многофазно-слоистой тектоносферы. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Дикси Ф.* Великие африканские разломы. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Доброхотов М. Н.* Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи (ярусы).— В сб.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Долгинов Е. А. и др.* О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Донн Уил Л. и др.* Ранняя история Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8.
- Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Лазько Е. М.* Особенности развития земной коры в догеосинклинальный этап. Тектоническое строение архея.— Геол. ж. АН УССР, 1971, т. 31, вып. 4.
- Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. Статья вторая.— Бюл. МОИП, Сер. геол., 1975, т. 50, № 5.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Павлов А. П.* Попытка распознать доархейскую зону в истории Земли и определить ее влияние на дальнейшую эволюцию геоида.— Бюл. МОИП. Нов. сер., 1922, т. 31.
- Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 5.
- Павловский Е. В.* Происхождение и развитие земной коры материков.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой.— Тр. геол. ин-та АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 93.
- Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 4.
- Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Симоненко Т. Н.* Карта магнитных аномалий СССР и ее геологическая интерпретация. Тезисы доклада.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, № 3.
- Соллогуб В. Б.* Глубинные сейсмические зондирования на Украине.— Геофиз. сб. Ин-та геол. АН УССР. Киев, «Наукова думка», 1972, № 48.
- Страхов Н. М.* Этапы развития верхних геосфер и осадочного породообразования Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12.
- Томсон И. Н., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. В.* Кольцевые структуры Земли и луны (опыт сравнительного планетологического исследования).— Сов. геология, 1968, № 9.
- Фролова Н. В.* Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутск. ун-та. Сер. геол., 1951, т. 5, вып. 2.
- Хабаров А. В.* Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. Гос. изд-во геогр. лит. М., 1949.
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А.* Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
- Carte tectonique Internationale de l'Afrique. A. S. G. A., 1968.
- McConnell R. B.* Outline of the geology of Ufipa and Ubende. Bull. 19 Geol. Surv. Tanganyika, 1950.
- Wayland E. J.* Riff valleys and Lake Victoria. C. R. II Sess. Congr. Geol. Intern. S. Afr., 1929, 2.

Институт геофизики
АН УССР
Киев

Статья поступила
26 мая 1977 г.

УДК 551.24 551.473

А. Б. РУСАНОВ

**ТЕКТОНИКА И ЭРОЗИОННАЯ СЕТЬ КОНТИНЕНТОВ
(НА ПРИМЕРЕ АФРИКИ И СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ)**

Сравнение типичных эрозионных систем Северной и Южной Америки и Африки позволило установить сходство систем Южной Америки и Африки и их несходство с системами Северной Америки. Это еще один довод в пользу существования Гондваны, который одновременно свидетельствует о тектонической природе главных долин континентов, их стабильности и большой древности.

Систематический поиск и изучение геометрических закономерностей в строении эрозионных сетей основывается на предпосылке, что при деформации любого материала (в том числе и земной коры) возникает закономерно ориентированная система трещин, по рисунку которых можно восстановить направление приложения деформирующих сил. Разбитое ударом стекло с его концентрически-радиальной системой трещин является примером такой деформации, которая применительно к интересующему нас объекту будет соответствовать концентрически-радиальной структуре астроблем, возникающих при ударе метеоритов о поверхность планеты. В последнем случае, однако, концентрически-радиальный рисунок трещин может быть осложнен ранее существовавшей системой нарушений земной коры. По прошествии же некоторого отрезка геологического времени на эти деформации могут наложиться и более поздние, что в сумме создает достаточно сложный рисунок разнообразных деформаций.

В реальных условиях земной поверхности эти заложенные в субстрате ослабленные зоны могут быть частично отпрепарированы в результате воздействия агентов эрозии, что особенно наглядно устанавливается в горных странах (Костенко, 1966; Русанов, 1970) с их развитой системой долин-трещин и несколько слабее в равнинных местностях перекрытых чехлом осадочных образований. В литературе, посвященной геометрическим закономерностям в строении эрозионных сетей, известно около десятка их видов (перистый, дендровидный, решетчатый и др.), которые находят объяснение либо в явлениях, связанных с саморазвитием эрозионных сетей (Докучаев, 1878; Хортон, 1948; Философов, Черняев, 1965, и др.), либо в причинах, обусловленных тектоническим строением подстилающих пород (Уфимцев, 1975; Русанов, Яброва, 1973, и др.).

В результате анализа эрозионных сетей горных и равнинных стран, произведенном в различных масштабах, нами было выявлено более 50 видов рисунков эрозионных сетей, сгруппированных в 22 класса и 10 типов. Эта классификация (одна из наиболее полных в мировой практике) вместе с сопровождающим ее атласом позволяет быстро и с достаточной мерой объективности анализировать рисунки эрозионных сетей. Их изучение распадается на несколько этапов. Вначале (рис. 1, а) эрозионная сеть выкопировывается, чем устраняется влияние других линейных элементов, вынесенных на карту, затем (рис. 1, б) производится поиск

и выделение геометрически закономерных систем, которые переносятся на отдельную карту (рис. 1, в) и сопоставляются с одномасштабными геологическими и тектоническими картами. С этих позиций и с целью выявления обусловленных тектоникой наиболее общих закономерностей в расположении эрозионных сетей (подавляющую часть которых составляют речные сети) нами были изучены системы Северной и Южной Америки и Африки в масштабе 1 : 20 000 000. Выбор именно этих участков земной поверхности был обусловлен тем, что судя по общепринятой истории развития земной коры Северная и Южная Америка представляют собой ныне объединенные, но разные по происхождению участки земной коры и, наоборот, Южная Америка и Африка были некогда единым континентом, впоследствии разьединенным впадиной Атлантики. Кроме

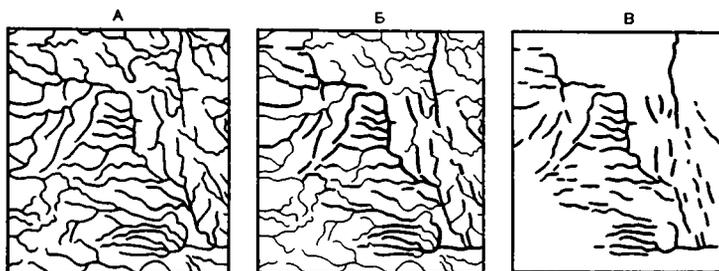


Рис. 1. Этапы анализа эрозионных сетей

установления связи эрозионной сети с элементами тектонического строения континентов интересным был также вопрос о древности и консервативности главных эрозионных систем континентов — явления, еще далеко не изученном и спорном (Кинг, 1967; Обедиентова, 1975, и др.).

Эрозионная сеть Северной Америки, исследованная описанным методом, обладает рядом геометрических закономерностей строения (рис. 2). В ее северо-восточной части, прилегающей к Гудзонову заливу (Ж—10)¹, преобладают рисунки сети решетчато-прямого облика, особенно четко выраженные на западе в бассейнах рек Телон, Дубонт и др. (З—8). На востоке наряду с отдельными участками решетчатого облика широким распространением пользуются системы линейно-прямого поперечного вида, особенно хорошо выраженные на п-ове Лабрадор (З—13). Не вдаваясь в детали соотношения выявленных систем с особенностями тектонического строения субстрата, заметим, что перечисленные эрозионные системы в основном совпадают с выходом на поверхность докембрийских образований Канадского щита, захватывая также некоторые прилегающие области, перекрытые палеозойскими отложениями, сквозь которые «просвечивают» структуры неглубоко залегающего фундамента. Указанное явление можно, например, наблюдать на южном берегу Гудзонова залива (З—11), в бассейне р. Коннектикут (К—14) и в других местах. Интересно, что некоторые элементы рисунка эрозионных систем совпадают с простиранием разрывных структур, вынесенных на близкомасштабные геологические карты. В частности, линейно-прямая поперечная эрозионная система северо-западного побережья залива Святого Лаврентия (И—14) хорошо совпадает с выходами складчатой системы Гренвиль и т. п. Эрозионные сети примерно такого же облика развиты на юго-востоке в районе Пьемонта (Н—13), где четко оконтуриваемое поднятие Аппалачей сопровождается радиально расходящимися долинами, охватываемыми на северо-западе (Н—11) прилегающие области герцинского краевого прогиба, а также побережье, перекрываемое мезозойско-кайнозойскими отложениями.

¹ Здесь и далее по тексту обозначения Ж—10, З—8 и т. д. указывают координаты соответствующих объектов на рис. 2, 3, 4.

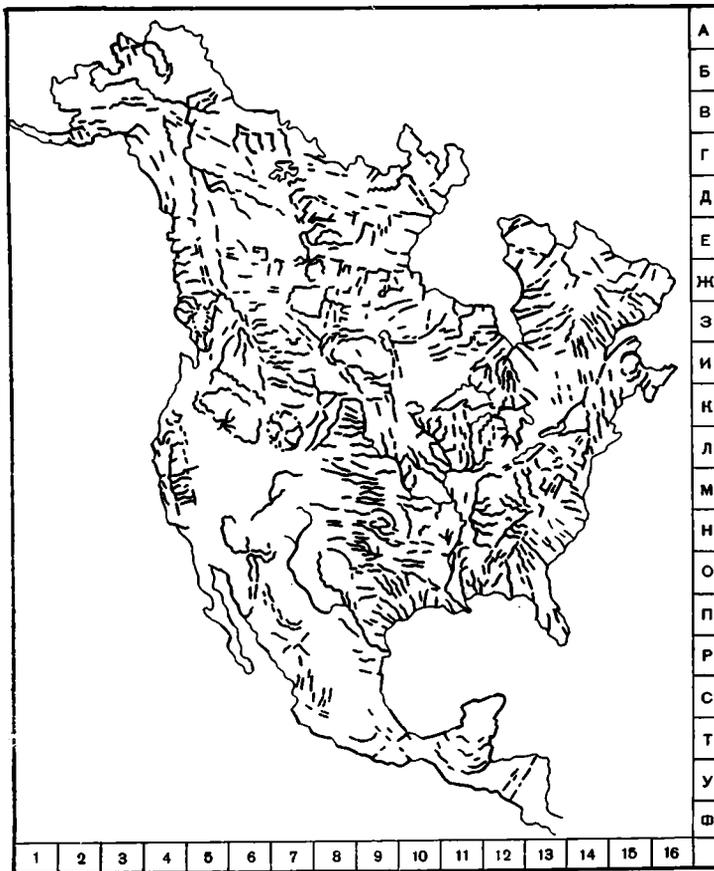


Рис. 2. Эрозионные системы Северной Америки

В центральной части континента в истоках р. Миссури и южнее (от К—8 до Н—9) располагается четко выраженная эрозионная система линейно-прямого поперечного вида. Она совпадает с областью развития палеогеновых и неогеновых отложений, приуроченных к южной части синеклизы Виллистон и погружающемуся крылу свода Немаха. Наконец, вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки с перерывами прослеживается эрозионная сеть окаймленно-параллельного облика (Ж—5, М—5). Такой рисунок эрозионной сети часто бывает связан со структурами горстового типа. Эта сеть в основном совпадает с береговым хребтом и прослеживается, видимо, вдоль всего побережья, прерываясь на участках с центробежной сетью, приуроченной к блоковым поднятиям (З—5), и на участках со слабо развитой эрозионной сетью в засушливых районах Калифорнии (О—5).

По величинам занимаемых площадей наиболее типичные эрозионные сети континента характеризуются следующим распространением, %: решетчатые —30, линейно-прямые —16, окаймленные —10, поперечные —6, овальные 2, блоковые —0 и гребенчатые —0.

Такова в самой краткой форме характеристика рисунка эрозионной сети Северной Америки и ее связи с тектоникой субстрата.

Эрозионные сети Южной Америки (рис. 3), изученные в том же масштабе, даже при беглом обзоре значительно отличаются от североамериканских. Их наиболее общими типичными чертами являются геометрическая четкость и локальное развитие. Так, на севере континента (А—5) бассейн левых притоков Ориноко представлен линейно-прямой поперечной системой водотоков с элементами решетчатости, вытянутой



Рис. 3. Эрозионные системы Южной Америки

в широтном направлении и ограниченной береговой линией и параллельной ей линией тальвегов Ориноко и Апуре. В тектоническом отношении перекрываемая этой системой площадь приурочена к широтно ориентированному краевому прогибу с кайнозойскими складчатыми структурами Карибских Анд. На северо-западе континента (Б—2) находится линейно-прямая полосовая эрозионная система бассейна р. Магдалены, приуроченная к точно так же ориентированным Кордильерам, сложенным кайнозойскими складчатыми структурами и подстилающими их палеозойскими породами фундамента. Между описанными образованиями располагается четко выраженная система линейно-прямого поперечного вида, приуроченная к истокам Ориноко и Рио-Негру (В—4 и др.). Тектонически этот участок связан со впадиной, заполненной породами гондванской серии и находящейся на западном продолжении Гвианского щита.

Четко ограниченное долинами Гвианское плоскогорье перекрывается эрозионными системами блоково-четырёхугольного (В—5), радиального (В—8), овального (Г—7) и других обликов при общем овальном габитусе. Это междуречье Ориноко и Амазонки в тектоническом отношении связано с древним сложнодеформированным Гвианским щитом. Юго-западнее Гвианского щита (Е—5 и др.) в верховьях бассейна Амазонки в одноименной впадине, заполненной отложениями палеогена и неогена, на одномасштабных геологических картах никаких структурных элементов субстрата не отмечено. Между тем эрозионные системы этого района

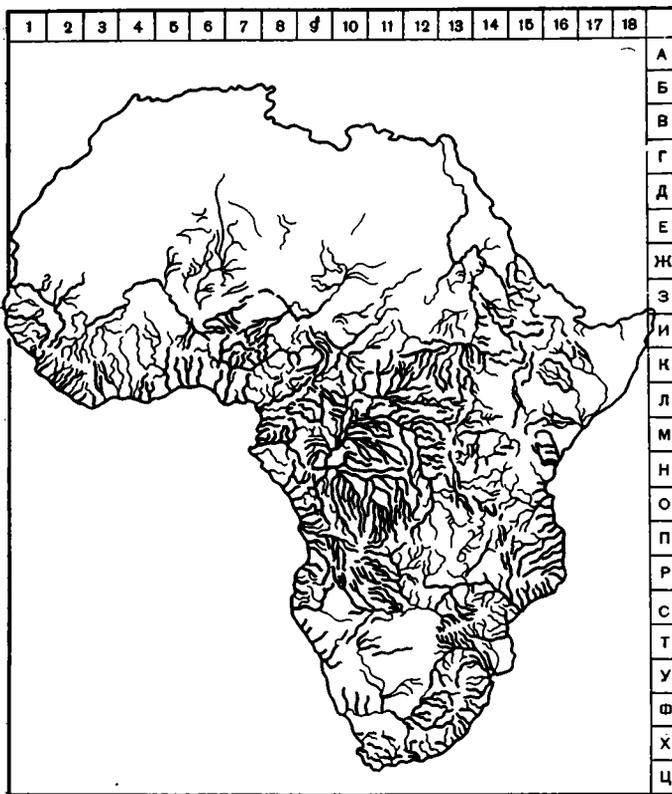


Рис. 4. Эрозионные системы Африки

имеют геометрически достаточно четко выраженный рисунок линейного (Г—2) и блокового (Д—4) облика с решетчато-косой внутренней сетью. Этот факт может свидетельствовать об уменьшении влияния на формирование эрозионной системы уклона поверхности и, напротив, указывает на большое значение структуры погребенного фундамента.

Гребенчато-двусторонняя эрозионная система Параны (К—10) с четким расположением гидрографических элементов хорошо совпадает с северо-восточной частью тектонической структуры, известной под названием «Впадина Параны». В то же время ее юго-западная часть (М—8) перекрыта овально-одиночной системой р. Уругвай с центрорбежным расположением водотоков в центральной части. Этот рисунок эрозионной сети свидетельствует о явлениях воздымания в юго-западной части впадины Параны.

Некоторые части поверхности континента, такие, как Бразильское плоскогорье (Ж—9, 3—12 и др.) и район Гран-Чако (М—5), в силу климатических условий не несут достаточно развитой эрозионной сети, что, естественно, затрудняет их характеристику. Западный и Восточный Бразильские щиты (соответствующие частям Бразильского плоскогорья) частично оконтуриваются эрозионными системами. Горная система Кордильер при изучении ее эрозионной сети в масштабе 1 : 20 000 000 представлена серией поперечных долин линейно-изогнутого поперечного вида (от Ж—2 до У—6), ориентированных вкрест простирания горной системы. Интересно, что именно к этой части горного хребта приурочены выходы меловых и третичных гранитов, структуру которых, вероятно, и отражает эрозионная сеть.

По величинам занимаемых площадей наиболее типичные эрозионные сети континента характеризуются следующими величинами, %; линей-

но-прямые —20, овальные —14, линейно-прямые поперечные —13, гребенчатые —7, блоковые —6, окаймленные и решетчатые —0.

Эрозионная сеть Африки (рис. 4) может быть исследована лишь на территории, располагающейся к югу от Сахары, так как в последней сети впадины не позволяют достаточно уверенно выявить в ней геометрически закономерные рисунки эрозионной сети.

На крайнем западе континента (К—1) дуго-концентрическая система Сенегала, Гамбии и других рек оконтуривает Сенегальскую синеклизу, охватывая равнину Ферло и северо-западную часть Леоно-Либерийского массива. Блоково-прямоугольная эрозионная система, расположенная к юго-западу от оз. Чад (К—8), четко оконтурена долинами временных и постоянных водотоков и охватывает часть впадины оз. Чад и массив Джос с его радиально-центробежной речной сетью. В целом эта эрозионная система, находящаяся на краю Сахары, перекрывает различные геологические образования и совпадает лишь с простиранием разломов, продолжающих юго-западную береговую линию оз. Чад.

В бассейне Конго (Н—11) находится одна из наиболее интересных эрозионных систем континента. Общий овальный облик территории подчеркивается долинами Конго, Луалабы, Кванго и истоками Замбези. По рисунку внутренних сетей эту овальную территорию можно подразделить на две равные части — северную (М—11) и южную (О—11). В северной части, в основном совпадающей со впадиной Конго, ориентировка внутренней сети имеет широтное и северо-западное направление. Территория, соответствующая этой системе, охватывает синеклизу Конго, выходя на востоке за ее пределы. Южная часть, частично приуроченная к плато Кванга, содержит долины меридиональной и северо-западной ориентировки. Овальные контуры этой части эрозионной сети совпадают с простиранием прилегающих геологических структур, ориентировка внутренней сети долин на одномасштабных тектонических картах объяснения не находит, так как район перекрывает горизонтально залегающими осадочными породами. Речная сеть, видимо, отражает здесь структуру погребенного жесткого фундамента.

Расположенная южнее эрозионная сеть блоково-ромбического облика (С—11) принадлежит к бассейнам разных рек, включает массив Бие и краевую часть впадины Калахари. Этот участок перекрывает неоген-четвертичными отложениями и на одномасштабных геологических картах четкой тектонической интерпретации не получает. В районе, прилегающем к оз. Виктория (Н—14), береговые линии и ориентировка отрезков речных долин образуют решетчато-прямоугольную эрозионную систему, которая соответствует простиранию структур фундамента в докембрийских породах. Гребенчато-односторонняя сеть с элементами овальности, расположенная западнее (Н—13), с широтной ориентировкой основной массы долин приурочена к выходам протерозоя. Интересно, что расположенная севернее (М—13) линейно-прямая полосовая эрозионная система также ориентирована в широтном направлении и также приурочена к выходам протерозоя. Такое совпадение в ориентировке долин, очевидно, соответствует внутренней структуре этих протерозойских массивов.

Другие эрозионные системы Африки (блоково-прямоугольная в бассейне Белого Нила (К—12), дуговые на плато Веддов (У—14 и др.) вместе с описанными выше имеют четкие графические характеристики, отсутствие угловатости во внешних контурах и выдержанные по ориентировке внутренние системы долин. Эти признаки сближают эрозионные системы Африки с системами Южной Америки.

В пределах южной части Африканского континента по величине занимаемых площадей наиболее типичные эрозионные системы характеризуются следующими данными, %: линейно-прямые — 24, овальные — 14, линейно-прямые поперечные —10, блоковые —10, решетчатые —9, гребенчатые —2.

Для вынесения суждения о сходстве эрозионных сетей континентов сопоставим площади распространения в их пределах наиболее типичных рисунков. Эти соотношения (рис. 5), выраженные в процентах, близки и по абсолютным значениям, так как вошедшие в подсчет площади на всех трех континентах примерно равны (не вошли в подсчет Сахара, район Сьерра-Мадре и некоторые другие). Рассмотрение графика показывает, что для североамериканского континента типичными являются эрозионные сети решетчатого, параллельно-окаймленного и линейно-прямого полосового обликов, а для южноамериканского и африканского континентов — линейно-прямой поперечный, блоковый, овальный и линейно-прямой полосовой облики. Приведенные данные позволяют утверждать, что по геометрическому облику эрозионных сетей, обусловленных тектоникой, существует сходство между Африкой и Южной Америкой и их несходство с эрозионными сетями Северной Америки. Очевидно, что результаты исследования можно оценить как довод в пользу существования некогда единого праконтинента Гондваны.

В ходе изложения материала неоднократно указывалось на совпадение элементов эрозионных сетей с положением и ориентировкой структурных элементов субстрата. На это же неоднократно указывали В. А. Обручев, Н. И. Николаев, С. С. Шульц и многие другие. Сопоставление эрозионных сетей горных стран Советского Союза, проведенное автором, показало, что совпадение их по положению и ориентировке превышает 60%. Все это позволяет предполагать, что главным фактором размещения эрозионных сетей являются тектонически ослабленные зоны (разрывы, зоны смятия, расланцевание и т. п.), по которым в зависимости от уклона, климата и пр. с различной степенью совершенства развиваются эрозионные системы.

Считается, что в масштабе геологического времени речные долины — образования в основном эфемерные. Исключение делается лишь для долин некоторых крупнейших рек, за которыми признается приуроченность их к новейшим тектоническим структурам (Николаев, 1962; Обедиентова, 1975, и др.). Произведенное сопоставление эрозионных сетей континентов показывает, что существенная их часть была заложена в палеозое или докембрии и, возможно, с перерывами функционирует до настоящего времени.

Литература

- Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1878.
 Кинг Л. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967.
 Костенко Н. П. К методике анализа развития горных стран в неоген-четвертичный этап.— В сб.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. Изд-во МГУ, 1966.
 Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
 Обедиентова Г. В. Роль эндогенного и экзогенного факторов в перестройке речной сети Русской равнины.— В сб.: Проблемы перестройки и перехвата речных долин. М., 1975.
 Русанов А. Б. Геоморфологические методы выявления структур рудных полей в условиях центральной части Большого Кавказа. Автореф. канд. дис. МГУ, 1970.



Рис. 5. Распространение главных эрозионных систем континентов

- Русанов А. Б., Яброва Л. А.* К характеристике некоторых концентрически-радиальных речных сетей Советского Союза.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 3.
- Уфимцев Г. В.* Неотектоническое районирование Дальнего Востока на основе анализа рисунка речной сети. Владивосток, «Наука», 1975.
- Философов В. П., Черняев Ю. В.* Применение морфометрического метода для выявления разрывных нарушений и блоковой тектоники при геологических исследованиях. Саратов. гос. ун-т, 1965.
- Хортон Р. Е.* Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М., Изд-во иностр. лит., 1948.
- Шульц С. С.* О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной части Русской платформы.— Тр. лабор. аэрометодов АН СССР, т. 6. Л., 1955.

Северо-Кавказский
горно-металлургический
институт, Орджоникидзе

Статья поступила
11 июля 1977 г.



УДК 551.242.4 + 551.72

Л. В. ГРИГОРЬЕВА**ДОКЕМБРИЙСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Обосновано положение о проявлении позднепротерозойской активизации на Балтийском щите. Показано, что аналогичные явления свойственны ряду других районов докембрийских образований и что они обнаруживают сходство с процессами активизации в фанерозойских областях. Сделан вывод о связи активизационных процессов с дифференциацией мантии и выплавлением больших масс базальтовых расплавов, сиалическая контаминация и дифференциация которых ведет к появлению сложных серий пород, сопровождаемых различными спектрами полезных ископаемых. Отмечены перспективы областей докембрийской активизации для поисков ряда металлов.

Учение о тектоно-магматической активизации, получившее широкое распространение в отечественной литературе, позволяет по-новому оценить перспективы металлоносности ряда крупных участков земной коры. Однако многие проблемы, касающиеся существа явлений активизации, их специфики и связей с другими геотектоническими режимами, остаются дискуссионными. В частности это относится к вопросу о времени проявления процессов активизации в истории Земли. Широко распространен взгляд, согласно которому эти режимы свойственны фанерозою и даже поздним его периодам. Имеются также работы, свидетельствующие о проявлении активизации в докембрии. В. И. Казанский (1972) определил докембрийскую активизацию как протоактивизацию, указав на свойственные ей специфические структуры без расшифровки их особенностей. Позднее Т. В. Билибина, В. И. Казанский и К. О. Кратц (1976) в общих чертах охарактеризовали главные признаки областей протоактивизации. Вопросы древней активизации на Украинском и Балтийском щитах касались Т. В. Билибина и ее соавторы (1975), С. Б. Лобач-Жученко и соавторы (1972, 1974), Ж. Д. Никольская (1973).

Автор, работавший в течение ряда лет в различных районах Балтийского щита, пришел к выводу о проявлении здесь нескольких этапов позднепротерозойской активизации и определил их главные черты (Григорьева, Колесник, 1975; Григорьева и др., 1975). Ниже кратко суммированы современные взгляды на тектоно-магматическую активизацию, дана характеристика позднепротерозойской активизации на Балтийском щите, изложены итоги сопоставления активизационных структур этого региона с аналогичными структурами других древних и фанерозойских областей активизации.

I. Активизация определяется как процесс резкого усиления или возобновления тектонических движений в стабилизированных участках земной коры, который может выражаться в тектонической дифференциации ранее консолидированных структур (развитие разрывных нарушений, поднятий, прогибов, впадин), в широком и многократном проявлении магматизма в эффузивной и интрузивной форме. К этому надо добавить большой масштаб явлений активизации, которые охватывают огромные площади и часто развиваются одновременно на территории различных структур, а также особое строение тектоносферы в областях активизации.

ции, что свидетельствует о связи активизационных процессов с дифференциацией мантии.

Процессы активизации проявляются в одних случаях в связи с формированием смежных складчатых поясов: отраженная активизация, по М. И. Ицикзону, А. И. Семенову, А. Д. Щеглову; в других — автономная активизация, по А. Д. Щеглову (1968).

Области автономной активизации рассматриваются большинством исследователей в качестве третьего генерального подразделения континентальных структур Земли, эквивалентного платформам и геосинклиналям. Формы проявления автономной активизации различны, существуют дробные их классификации. В общем они достаточно четко делятся на две группы: 1) области активизации с интенсивными сводовыми поднятиями больших территорий и часто с мощным базальтоидным магматизмом, приуроченные по преимуществу к древним, частью к молодым платформам; 2) области активизации с контрастными сводово-глыбовыми перемещениями, сложным по составу магматизмом и пестрой минерацией, тяготеющие к консолидированным складчатым поясам. К областям активизации первого типа относятся: Тянь-Шань и Центральная Азия с их интенсивными воздыманиями новейшего времени; Восточная Африка, где на древней платформе в мезозое образовались крупные своды, осложненные грабенами, и получили развитие трапповые излияния; восточная часть Южной Америки с мощными глыбовыми перемещениями, развитием траппов и ультраосновных-щелочных интрузий с карбонатитами; Индостан, который, хотя и представляет одну из древних платформ Гондванской группы, является в то же время горной страной новейшего времени и характеризуется широким развитием траппов; Сибирская платформа с интенсивным трапповым магматизмом, кимберлитовыми трубками, щелочно-ультраосновными и щелочными интрузиями. Увеличенная мощность базальтового слоя под хребтами Тянь-Шаня наряду с базальтовым магматизмом в других районах позволили В. В. Белоусову (1964) предположить, что активизация рассматриваемого типа обусловлена выплавлением в мантии больших объемов базальтов, которые, всплывая, увеличивают толщину коры, вызывая ее поднятия, и частично вырываются наружу в форме излияний. В. В. Белоусов рассматривает эти явления как новую базальтовую стадию развития Земли, наступившую с конца палеозоя, и включающую также океанизацию гранитной оболочки земной коры.

Области активизации с контрастными сводово-глыбовыми перемещениями и сложным по составу магматизмом типичны для Восточной Азии, Центральной Европы, Западной Америки (Скалистые горы). Этим областям свойственно широкое развитие разломов, наложенных прогибов и впадин, выполненных вулканогенными и терригенными, часто угленосными, континентальными образованиями, приразломная складчатость и проявления интрузивного магматизма, по преимуществу трещинного, тесно ассоциирующего с вулканическими излияниями. Состав магматических производных сложный, варьированный от основного до кислого, часто субщелочной; интрузии многофазные, обычны кольцевые и полукольцевые формы, становление их тесно переплетается с вулканическими излияниями. Характерна разнообразная минерация, ассоциирующаяся с магматическими образованиями: оловорудные, вольфрамовые, молибденовые и другие месторождения различных формационных типов. Широко развиты месторождения флюорита, полиметаллов, сурьмы, ртути и др., не обнаруживающие связи с магматизмом.

Перечисленные признаки не всегда проявляются совместно. А. Д. Щегловым (1970) выделяются области активизации с наложенными структурами и без таковых, с широко развитым магматизмом и без магматизма вообще. Универсальное значение принадлежит лишь разломам, которые вмещают магматические и рудные образования.

обуславливают мозаично-блоковое строение областей активизации и определяют весь ход их развития. Важнейшим признаком является также специфическое глубинное строение: общая пониженная мощность земной коры, утолщение «базальтового» слоя, варьирующая мощность «гранитного» слоя; обычны при этом отрицательные гравитационные аномалии.

Помимо этих типов областей активизации намечаются области переходного типа. К ним относится, например, зона активизации в Западной Африке, приуроченная к древнему Туарегскому щиту и окружающей платформе, проявленная серией разломов с трещинными и кольцевыми интрузиями сложного, но по преимуществу гранитного состава, которые сопровождаются оловоносными грейзенами и высокотемпературными кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, бериллом и топазом; имеются альбитизированные колумбитоносные биотитовые граниты. В качестве областей интенсивного воздымания, сходных с Тянь-Шанем, В. В. Белоусов называет Скалистые горы, однако мощно проявленный субщелочной и кислый магматизм сближает эту область с некоторыми районами Восточной Азии и Центральной Европы.

Несмотря на то, казалось бы четкие признаки областей активизации, выделение их почти во всех случаях встречает затруднения. В частности, далеко не все исследователи связывают траппы, ультраосновные-щелочные интрузии центральной типа, кимберлиты и соответствующую минерализацию с активизацией древних платформ. Многие считают их типично платформенными образованиями, что, по-видимому, нельзя признать правильным. Выделение областей активизации в пределах стабилизированных складчатых поясов встречает затруднения в связи с тем, что орогенный этап развития геосинклиналей имеет много общего с активизацией. Пауза между завершающими стадиями развития складчатого пояса и активизацией может быть весьма различной, однако и большая по величине пауза не всегда облегчает решение вопроса. Как отмечает Е. Д. Карпова (1968), во время такой паузы тектонические движения затухают не в полной мере, и образование наложенных структур может растягиваться на несколько геологических периодов. Кроме того, в пределах складчатых поясов, наряду с геосинклинальными прогибами, широко распространены внегеосинклинальные, относительно устойчивые участки земной коры со сводово-глыбовыми деформациями. В результате Е. Д. Карпова объединяет структуры орогенного этапа развития складчатых поясов и активизации в одну группу сводово-глыбовых структур, полагая, что разделение их невозможно. Представляется, что это излишнее упрощение вопроса, хотя в ряде случаев оно оправдано. Значительные сложности возникают при выявлении процессов автономной активизации в пределах срединных массивов. По-видимому, активизация таких структур в большинстве случаев является отраженной.

II. Позднепротерозойская активизация на Балтийском щите проявилась в Беломорско-Лапландской области архейских складчатых сооружений и стабилизированных протерозойских складчатых поясов: Карельского, Кольского и Свекофеннского. Первые два завершили геосинклинальное (протогеосинклинальное) развитие в раннепротерозойское время и в среднем протерозое представляли собой относительно консолидированные области. Свекофеннский пояс замкнулся в среднем протерозое.

Процессы позднепротерозойской активизации охватили широкую полосу, обрамляющую щит с юга и юго-востока (южные части Норвегии, Швеции, Финляндии, Карелии, Беломорье, Кольский полуостров), и развились в перестройке глубинных структур земной коры, в широком развитии разломов, наложенных впадин и грабенов, выполненных континентальными вулканогенно-осадочными породами, и в мощном своеобразном магматизме, сопровождавшемся разнообразной минерализацией (Григорьева и др., 1975; рис. 1).

Особенности глубинных структур в области активизации сводятся к следующему: мощность земной коры в ряде районов не превышает 30—35 км в связи с глубинным сводовым подъемом поверхности Мохоровичича (Шустова и др., 1973). Мощности «гранитного» и «базальтового» слоев сильно варьируют. Блоки с маломощной корой часто имеют «гранитный» слой уменьшенной (до 3—4 км, Приладожье) либо увеличенной мощности (8—9 км, Кейвы, Северное Прионежье). Наблюдаемые геофизические поля не всегда объясняются особенностями распространения архейских, ниже- и среднепротерозойских образований; это свидетельствует об относительно позднем формировании глубинных структур.

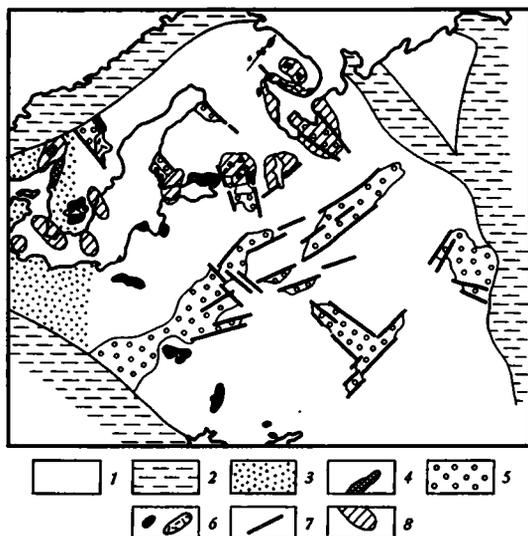


Рис. 1. Главнейшие позднепротерозойские структурные элементы Балтийского щита и Русской плиты. По Л. И. Салопу (1973) с добавлениями Л. В. Григорьевой.

1 — стабилизированный в архее, раннем и среднем протерозое участок земной коры; 2 — складчатые пояса; 3 — область третьего этапа активизации; 4 — гранитные интрузии с возрастом 900—1000 млн. лет; 5 — прогибы и грабены второго этапа активизации, выполненные ютийскими образованиями (1300—1400 млн. лет); 6 — геологические образования первого этапа активизации (1900—1600 млн. лет): а — интрузивные, б — вулканогенно-осадочные (субиотний); 7 — разломы; 8 — блоки сокращенной (30—35 км) мощности земной коры на Балтийском щите (по геофизическим данным)

тур. Время их возникновения определяется как позднепротерозойское, поскольку к участкам воздымания мантии тяготеют наложенные впадины и магматические комплексы этого возраста. Последние делятся на три возрастные группы: 1800—1650 (до 1900—2000), 1400—1300 и 1000—900 млн. лет., отражающие этапы активизации в позднепротерозойское время.

С первым этапом связано накопление субиотнийских отложений, представленных кислыми вулканитами (порфиры, риолиты, дациты, андезиты) и континентальными терригенными отложениями, выполняющими изолированные впадины, а также сложных комплексов интрузивных пород, принадлежащих к формациям щелочных габброидов, габбро-анортозитов — гранитов-рапакиви, гранитовой, щелочно-гранитовой.

Субиотнийские отложения концентрируются на юге щита; они известны в Швеции: серия Дала, представленная порфирами, порфиритами, песчаниками, конгломератами, сланцами, и серия порфиров Смоланд; в Южной Норвегии: порфиры района Энгердаля — Тюрсиля; на о. Хогланд

в Финском заливе: эффузивные порфиры; в Приладожье: андезито-латиты оз. Янисярви¹. Возможно, к ним относятся терригенные отложения петрозаводской и шокшинской свит, слагающие Прионежскую мульду. Перечисленные породы полого залегают на поверхности размыва архейских, ранне- и среднепротерозойских образований и постоянно ассоциируются с габбро-анортозитами — гранитами рапакиви.

Формация габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, согласно новейшим данным (Григорьева, Колесник, 1975; Шинкарев, Григорьева, 1976), неоднородна и включает, помимо плутонов классических гранитов рапакиви, серию более мелких, полукольцевых и трещинных, многофазных интрузий, широко развитых в Южной Карелии (Путсари, Кааламо, Велимяки и др.). Плутоны рапакиви представляют собой расслоенные интрузии, в разрезе которых снизу вверх следуют: анортозиты — габбро-нориты — монцониты — овоидальные амфибол-биотитовые граниты рапакиви (Салминский массив, Шинкарев, Анищенкова, 1973). Одновременно в их составе выделяются породы нескольких интрузивных фаз, ранние из которых представлены перечисленными разновидностями, а более поздние — нормальными биотитовыми гранитами, пегматитами и автометаморфизованными альбитизированными гранитами с грейзенами.

Более мелкие интрузии — сателлиты крупных плутонов в одних случаях относятся к расслоенным, в других — к многофазным массивам. Примером первых является Бураковский плутон типа лополита (Заонежье), нижние части которого характеризуются чередованием перидотитов, пироксенитов, плагиоклазитов, а верхние — развитием габбро-диоритов и сиенито-диоритов с сингенетичным титано-магнетитовым оруденением (Лобанова и др., 1975). К многофазным плутонам относятся многочисленные массивы в Приладожье. Все они являются трещинными и полукольцевыми и характеризуются автономным внутренним строением, независимым от структуры вмещающих толщ. В их составе намечаются следующие ассоциации пород (от ранних к поздним): 1) габбро-нориты (с дифференциацией до перидотитов, пироксенитов, эвкритов и амфиболового габбро); 2) диориты, гранодиориты, монцониты, мангериты; 3) граносиениты и граниты с характерными порфировидными текстурами. Породы этих массивов и плутонов рапакиви обладают рядом петрографических и петрохимических особенностей, указывающих на их генетическое родство; типоморфными минералами в породах всех интрузий являются гиперстен и железистый биотит; полевые шпаты характеризуются многостадийной кристаллизацией; характерно высокое содержание $FeO_2 + Fe_2O_3$ при преобладании окисного железа и ведущая роль K_2O ; значение Na_2O возрастает только в поздней фазе рапакиви — в альбитизированных гранитах. Наблюдаемые различия в составе и структуре массивов рапакиви и мелких плутонов объясняются, очевидно, неодинаковыми условиями их формирования, на что указывалось ранее (Григорьева, Колесник, 1975; Шинкарев, Григорьева, 1976). Массивы рапакиви тесно сопряжены во времени и пространстве с кислыми вулканитами, что позволяет полагать возникновение тех и других из одной родоначальной магмы. В Приладожье, помимо эффузивов (Янисярви), хорошо проявлена дайковая фация, представленная гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и порфиритами.

Сложный состав формации габбро-анортозитов — гранитов рапакиви и широкое развитие основных разновидностей свидетельствуют об основном (базальтовом) составе родоначальной магмы. Химизм основных дифференциатов и наиболее основных дайковых пород, которые отличаются повышенными концентрациями Al_2O_3 , позволяют предполагать, что базальты были высокоглиноземистыми, возможно субщелочными. Возникновение большой массы кислых пород находит объяснение в процессе

¹ Они могут быть связаны и с поздним этапом активизации.

сиалической контаминации базальтоидных расплавов в основании сиалической коры (Шинкарев, Григорьева, 1976).

Возрастными аналогами рапакиви в Беломорье и на Кольском полуострове являются так называемые Умбинские граниты, комплекс Ара-Поррьяс гранитов, щелочные граниты Кейв и щелочные габброиды массивов Елеть-озеро и Гремяха-вырмес. Все они представляют собой многофазные, трещинные и полукольцевые плутоны, что сближает их с охарактеризованными выше массивами формации рапакиви. Для всех плутонов устанавливается связь с основными магмами (Батиева, 1974; Шинкарев, Григорьева, 1976). В размещении их главная роль принадлежит разломам. Среди последних, помимо продольных северо-западных и меридиональных нарушений, большую роль играют поперечные: субширотные и северо-восточные.

Металлогения первого этапа активизации весьма разнообразна. С массивами щелочных пород связана редкоземельная минерализация. Основные по составу плутоны несут сингенетичное титано-магнетитовое оруденение. Сложнодифференцированные комплексы рапакиви сопровождаются редкометальной минерализацией (олово, вольфрам и др.). С микроклиновыми гранитами Ара-Поррьяс связано молибденовое оруденение. Для всей области активизации характерно полиметаллическое оруденение с возрастом 1800—1500 млн. лет. Очевидно, к этому же этапу принадлежат проявления флюорита и барита, известные в Южной Карелии и на Кольском полуострове.

Второй этап активизации (1300—1400 млн. лет) выражен наложенными прогибами и грабенами, приуроченными частью к осевым частям глубинных сводовых поднятий мантии и выполненными вулканогенно-осадочными континентальными толщами (иотний). Такие структуры установлены в Южной Норвегии: район Даларны, г. Евле; в Норвегии: район Трюсиль (трюсильские песчаники); в Финляндии: районы Сатакунты и Мухоса; в СССР: Приладожье (Салминская, Приозерская мульды, Пашский прогиб), Кольский полуостров (терские песчаники). К этому же этапу относится внедрение силлов и даек диабазов в ряде районов щита (о. Валаам в Приладожье, Мурманский блок). В Швеции известны граниты рапакиви с возрастом 1300—1400 млн. лет. В целом для рассматриваемого этапа характерен магматизм основного состава. Металлогения относительно бедная: полиметаллические рудопроявления и, возможно, жилы с аметистом.

Последний этап позднепротерозойской активизации (1000—900 млн. лет) проявился на ограниченной территории в Южной Норвегии и выразился в блоковых движениях по разломам, резком омоложении древних образований и внедрении гранитов Бохус с возрастом 930 млн. лет. Металлогения этого этапа изучена слабо, но обращает внимание исключительно широкое развитие в области активизации молибденового оруденения. Вероятно, оно связано с глубинными и интрузивными процессами, проявившимися в это время.

III. По аналогии с Балтийским щитом области позднепротерозойской активизации могут быть намечены в фундаменте Русской плиты и на Канадском щите.

На Русской плите ранний этап позднепротерозойской активизации проявился в пределах протяженного пояса северо-западного простирания, трассируемого плутонами габбро-анортозитов — гранитов рапакиви и единичными впадинами с субиотнийскими отложениями (Великославинский и др., 1976), который прослеживается от Азовского моря через БССР и Латвию до Балтийского щита (см. рис. 1). К востоку от него выделяются региональные системы наложенных прогибов и грабенов, выполненных иотнийскими отложениями (Салоп, 1973). Они имеют северо-восточное и северо-западное направление, придают фундаменту плиты

мозаичный облик и являются отражением второго этапа позднепротерозойской активизации.

Древняя активизация на Канадском щите проявилась после гудзонской орогении, когда щит приобрел черты стабилизированного участка земной коры. Окончание гудзонской орогении канадскими геологами датируется 1750—1640 млн. лет (Кинг, 1972), однако Л. И. Салоп (1973), используя новейшие данные, определяет время ее завершения интервалом 1900—1850 млн. лет.

Активизация проявилась на основе стабилизированных архейских и ранне- и среднепротерозойских складчатых поясов в три этапа: 1700 (1800)—1600 (1550): 1400—1200 (до 1100) и 1000—800 млн. лет. Первые два этапа фиксируются по периферии щита, меньше — в центральной его части. С ранним из них связано образование наложенных впадин и грабен в районах Большого Невольничьего озера, озер Атабаска, Бейкер и Шульц (рис. 2). Впадины выполнены континентальными обломочными отложениями и вулканитами основного и кислого состава (серии Эт-Тэн, Мартин, Нижний Дабаунт). Возраст основных вулканитов серии Мартин составляет 1630 млн. лет (Салоп, 1973). Андезиты, латиты, трахиты, липариты, красные и коричневые порфиры серии нижний Дабаунт имеют возраст 1730—1770 млн. лет. По составу и времени образования они сходны с субиотийскими отложениями Балтийского щита, которые ассоциируются с гранитами рапакиви. Собственно рапакиви на Канадском щите не обнаружены, однако серия нижний Дабаунт в районе озер Бейкер и Шульц прорывается субвулканическими интрузиями щелочных сиенитов и сиенитов, а также дайками диабазов с возрастом 1560 (1500) млн. лет.

Второй этап позднепротерозойской активизации проявился на северо-западе Канадского щита и выразился в глыбовых движениях по разломам, в образовании наложенных впадин, выполненных континентальными осадками, основными вулканитами (районы Б. Медвежьего озера, оз. Атабаска; серии Хорнби-Бей, Атабаска и др.) и во внедрении даек диабазов, возраст которых равен от 1350 (1300) до 1200 млн. лет. Этому периоду в восточной части щита соответствует так называемая эльсонская орогения с возрастом 1280—1460 млн. лет, выделенная Стоквеллом в провинции Нейн (Кинг, 1972). По данным Стоквелла, эльсонская орогения сопровождается внедрением тел анортозитов и габбро. Этому событию соответствует также омоложение гранитов и гнейсов более раннего возраста.

Последний этап древней активизации проявился в провинции Гренвилл и выразился, помимо глыбовых перемещений, в метаморфических и термальных преобразованиях древнейших толщ, в частности в их омоложении и в образовании молодых гранитов и пегматитов с возрастом 900 млн. лет. В американской литературе эти явления получили название гренвиллской орогении.

IV. Переходя к сопоставлению области древней активизации на Балтийском щите с молодыми активизированными областями, необходимо наметить сходные по основным геологическим и металлогеническим признакам области активизации. Особенности позднепротерозойской активизации на Балтийском щите сводятся к следующему. Процессы активизации охватили консолидированные складчатые пояса; пауза между орогенным периодом развития наиболее молодого из них и проявлением активизации была небольшой; активизация сопровождалась пестрым по составу магматизмом, субщелочным характером ряда магматических производных, широким развитием гранитов и разнообразной минерализацией. Из фанерозойских областей активизации близкими признаками обладают активизированные срединные массивы Мезоевропы и Скалистые горы в Северной Америке.

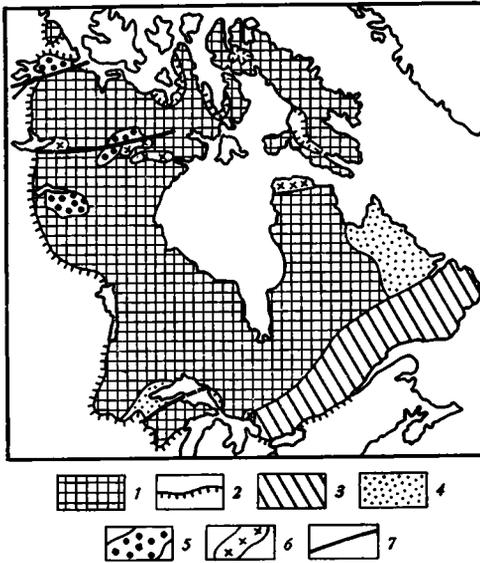


Рис. 2

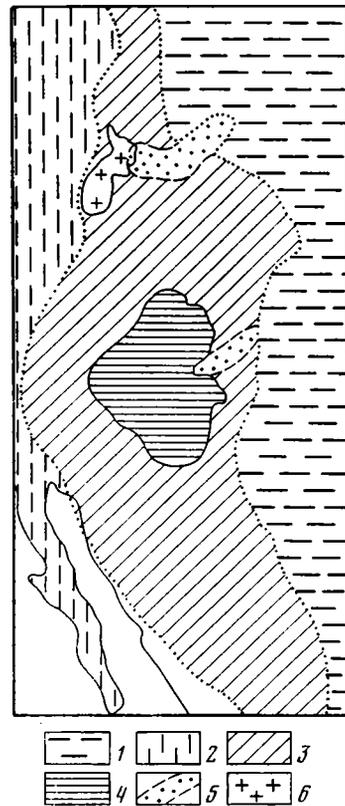


Рис. 3

Рис. 2. Главнейшие позднепротерозойские структурные элементы Канадского щита, По Л. И. Салоу (1973) и Ф. Кингу (1972).

1 — стабилизированный в архее, раннем и среднем протерозое участок земной коры; 2 — граница распространения фанерозойского платформенного чехла; 3 — область гренивилльской орогении (900 млн. лет); 4 — область эльсонской орогении (1280—1460 млн. лет); 5 — наложенные впадины второго этапа активизации (1200—1350 млн. лет); 6 — прогибы и впадины первого этапа активизации (1800—1500 млн. лет); 7 — разломы

Рис. 3. Область тектоно-магматической активизации в Скалистых горах. По А. Ирдли (1954).

1 — Северо-Американская древняя платформа; 2 — Невадский складчатый пояс; 3 — область тектоно-магматической активизации (зона ларамийской орогении); 4 — внутренний блок платформенных структур (плато Колорадо); 5 — поперечные пояса изверженных пород; 6 — батолит Айдахо

Активизированная область Скалистых гор сформировалась на основе орогенических поясов Тихоокеанского побережья и краевой западной части Северо-Американской платформы в конце мела и в раннетретичное время (Ирдли, 1954). Тихоокеанский складчатый пояс завершил развитие в начале мела (невадская орогения), так что пауза, предшествовавшая активизации (ларамийской орогении), была незначительной. Отличительной чертой активизации или ларамийской орогении по сравнению с невадской является: развитие структур сжатия — надвигов и складок, отсутствие регионального метаморфизма, крупных плутонов (исключая батолит Айдахо) и широкое распространение мелких штоков, лакколлитов, даек и эффузивов, которые группируются местами в полосы, поперечные орогенической зоне (рис. 3). Магматические породы по Ирдли (1963) относятся к трем сериям: базальто-риолитовой, латито-монзонитовой и шонкинито-сиенитовой.

Во всех случаях мафические породы представляют исходную магму, дифференциация которой, согласно Ирдли двухстадийная, привела к возникновению сложнодифференцированной серии пород с большой ролью средних субщелочных и щелочных разновидностей и ограниченным развитием кислых производных. Специфично глубинное строение Скалистых гор. Мощность земной коры не превышает здесь 35 км, «базальтовый» слой находится на глубине 15—20 км, характерны значительные отрицательные гравитационные аномалии: более 200 мгл. Рудная минерализация, возникшая в связи с ларамийской орогенцией, представлена молибденовыми (Кляймекс), полиметаллическими (Ледвилл), вольфрамовыми (Боулдер-каунтри), золоторудными (Крипл-Крик, Силвертон) месторождениями, тесно связанными с малыми монцонитовыми интрузиями, и более поздней группой эпитермальных месторождений вольфрама, золота, флюорита, для которых установлена связь с молодыми дайками пестрого состава и эффузивами.

Активизированные срединные массивы Мезоевропы представлены серией устойчивых глыб, заключенных в сложноскладчатых геосинклинальных сооружениях европейских варисцид (Захаров, 1959; Щеглов, 1968, 1971). Типичный их представитель — Чешский массив. Его фундамент сложен глубокометаморфизованными породами архея и протерозоя, чехол — пологозалегающими, субплатформенными, маломощными и развитыми локально палеозойскими отложениями. Активизация массива относится к карбону, когда на всей территории европейских варисцид произошло замыкание геосинклинального режима. В пределах Чешского массива в это время проявились интенсивные глыбовые движения, сопровождаемые внедрением огромной массы гранитоидов (Машка, 1963). Последние образуют многочисленные крупные, сложнодифференцированные плутоны, в составе которых выделяются диориты и габбро-диориты до габбро, сиенито-диориты, порфириовидные нормальные и двуслюдяные граниты с аплитовыми и пегматитовыми жилами (горские граниты), автометаморфизованные альбитовые граниты (рудногорские граниты). Преимущественное развитие имеют кислые разновидности. Варисские гранитоиды определяются Зоубеком (1963, 1973) как глубинные, отмечается сквозная важная роль калия, даже в основных дифференциатах, и появление с последними фазами натрия. С поздними альбитизированными гранитами связаны грейзены и редкометалльная минерализация: олово, вольфрам, молибден, флюорит и, возможно, полиметаллы. Кроме того, на Чешском массиве широко развиты эпитермальные кварц-флюоритовые, кварц-баритовые, барит-флюоритовые и баритовые месторождения, сопровождаемые иногда сурьмяной и полиметаллической минерализацией и не связанные непосредственно с гранитоидами.

Нельзя не отметить значительного сходства процессов позднепротерозойской активизации на Балтийском щите с явлениями активизации в Скалистых горах и Мезоевропе, хотя существуют и отличия.

Во всех случаях активизация обусловлена мантийными процессами и, помимо глыбовых перемещений и перестройки глубинных структур земной коры, выражается в появлении пестрых по составу, сложнодифференцированных интрузивных комплексов, сопровождаемых разнообразной минерализацией. Первичные магмы этих комплексов определяются как расплавы субщелочных глиноземистых базальтов, эволюционирующих в результате сиалической контаминации и кристаллизационной дифференциации (Шинкарев, Григорьева, 1976). Неодинаковая интенсивность и специфика этих процессов реализуется различными тенденциями в эволюции расплавов. Итогом является формирование отличных по составу серий пород, сопровождаемых вполне определенными «наборами» рудных компонентов.

Краткий обзор фанерозойских активизированных областей разного типа и данные по глубинному и геологическому строению области поздне-

протерозойской активизации на Балтийском щите позволяют сделать следующие предварительные выводы.

1. Процессы автономной тектоно-магматической активизации уверенно фиксируются в геологическом развитии Земли с конца среднего протерозоя. Можно полагать, что в более ранние периоды они не проявлялись в связи с незначительной мощностью земной коры, ее высокой пластичностью, интенсивным тепловым потоком и повсеместным распространением про- и протогеосинклинального режима.

2. Явления тектоно-магматической активизации обусловлены глубинными процессами в верхней и, возможно, в нижней мантии, которые сопровождаются выплавлением большой массы базальтов. В пределах древних платформ обычно осуществляется прорыв базальтов и излияние их на поверхность. В стабилизированных складчатых поясах, сохранивших, очевидно, относительную подвижность и пластичность, базальты частью скапливаются в основании коры (Тянь-Шань), а частью вступают во взаимодействие с «гранитным» слоем; это приводит к возникновению сложных серий пород, часто с субщелочным уклоном (Приладожье, Скалистые горы и др.), сопровождаемых пестрой минерализацией.

3. Генерация базальтовых магм происходит на разных глубинах, т. е. глубинные процессы охватывают различные горизонты мантии. Наиболее глубинными являются магмы щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами, агпитовых нефелиновых сиенитов и кимберлитов. Характерно, что в ряде районов эти образования фиксируют ранние этапы активизации (Восточная Африка). К менее глубинным, зарождавшимся в самых верхних, структурно мало стабилизированных горизонтах мантии, относятся оливин-базальтовые магмы, обусловившие формирование щелочно-габброидных интрузий. На разных глубинах зарождаются щелочные, глиноземистые и толеитовые базальты, из которых последние формируют трапповые излияния. Траппы в ряде областей появляются вслед за щелочно-ультраосновными интрузиями; это дает основание полагать, что глубинные процессы развивались последовательно, мигрируя с больших глубин на меньшие. Не исключено, однако, что в ряде случаев возможна обратная миграция или развитие мантийных процессов на разных глубинах одновременно.

4. Выделение базальтовой стадии развития Земли, охватывающей конец палеозоя, мезозой и кайнозой, правомерно в связи с интенсификацией базальтового вулканизма в это время. Однако выплавки базальтовой магмы в подкоровых слоях, ведущие к явлениям активизации, происходили и в более ранние геологические периоды, начиная, по крайней мере, с конца среднего протерозоя.

5. По целому ряду признаков районы позднепротерозойской активизации на Балтийском щите обнаруживают черты сходства с известными рудными районами активизированных областей мира. Это позволяет положительно оценить перспективы некоторых из них (например, Приладожья) на ряд металлов (олово, вольфрам, молибден и др.) и поставить вопрос о необходимости изучения других активизированных площадей восточной части Балтийского щита.

Литература

- Батиева И. А.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Автореф. докт. дис. ЛГУ, 1974.
- Белюсов В. В.* Явления тектонической активизации в развитии земной коры. М., «Наука», 1964.
- Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Шмидт А. О., Фатеев Г. Д.* Средне-верхнепротерозойская тектоно-магматическая активизация Украинского щита. В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докладов I Всес. совещ. по металлогении докембрия. Л., 1975.
- Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О.* Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия. — Геол. рудн. месторожд., 1976, № 4.

- Великославинский Д. А., Богатиков О. А., Биркис А. П.* Рапакивианортозитовая формация.— Материалы к V Всес. петрографическому совещанию. Т. I. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата, «Наука», 1976.
- Григорьева Л. В., Колесник Н. Н.* Блоковая структура юго-восточной части Балтийского щита.— Сов. геология, 1975, № 12.
- Григорьева Л. В., Колесник Н. Н., Шинкарев Н. Ф.* Тектоно-магматическая активизация на Балтийском щите, формы проявления и металлогения.— В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докл. I Всес. совещ. по металлогении докембрия. Л., 1975.
- Захаров Е. Е.* Опыт металлогенического районирования Европы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Зоубек В.* Вариссийский гранитоидный магматизм Чешского массива.— В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Зоубек В., П. В. Таусон, В. Д. Козлов.* Первые результаты геохимического и геотектонического сопоставления оловоносных гранитоидов Рудных гор (Чехословакия) и Восточного Забайкалья (СССР).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Ирдли А.* Петрографические и тектонические провинции запада Соединенных Штатов Америки.— Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. II. Тектоника и петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Казанский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972.
- Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. М., «Недра», 1968.
- Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972.
- Лобанова А. Б., Поликарпов В. К., Шинкарев Н. Ф.* Петрология расслоенного Бураковского массива Заонежья.— Сов. геология, 1975, № 9.
- Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. К., Горохов И. М. и др.* Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., «Наука», 1974.
- Машка М.* Основные особенности структуры и развития Чешского массива.— В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Никольская Ж. Д.* Особенности металлогении тектоно-магматической активизации восточной части Балтийского щита.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Тезисы докл. VII Всес. металлогенического совещания. Иркутск, 1973.
- Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Шинкарев Н. Ф., Анищенкова О. Н.* Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.
- Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В.* Магматические формации этапов активизации на Балтийском щите.— Материалы к V Всес. петрограф. совещ. Т. I. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата, «Наука», 1976.
- Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О.* Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973.
- Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
- Щеглов А. Д.* Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3.
- Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Статья поступила
6 декабря 1976 г.

УДК 551.248.1 (477.6)

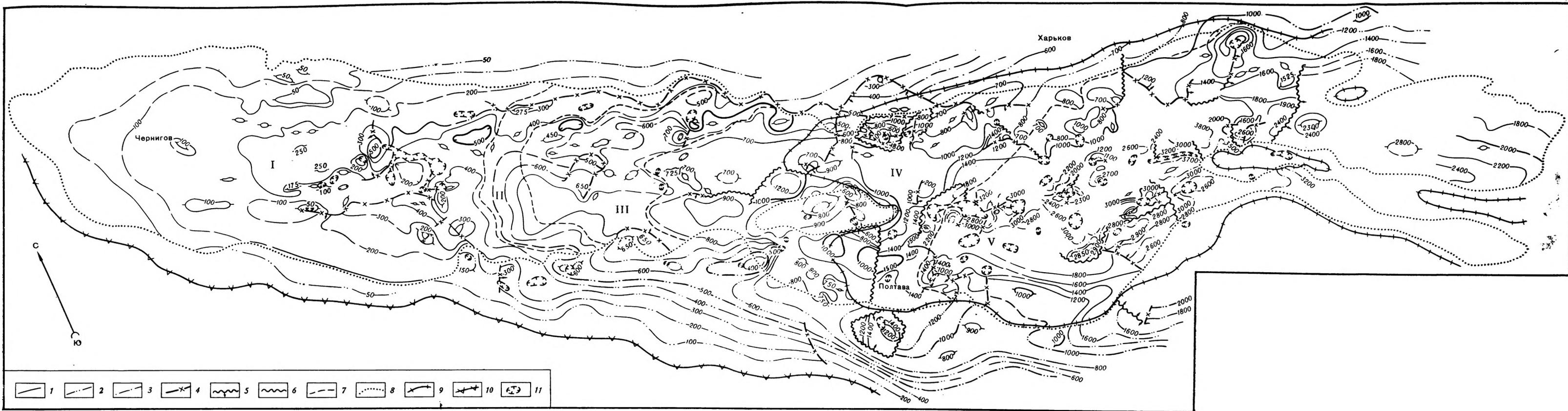
Б. П. КАБЫШЕВ

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА)

Выделяются два типа палеотектонических карт — седиментационных и инверсионных этапов развития региона. В основе составления карт первого типа лежит палеоструктурно-вещественный принцип: на них изображаются формации (подформации), литофациальный состав пород и их мощности. В основе составления карт инверсионных этапов лежит палеоструктурно-геологический принцип: на них изображается возраст отложений, выходящих под поверхность несогласия, и восстановленная мощность размытого во время перерыва интервала разреза. Карты мощности составляются на основе комплексной увязки данных бурения и сейсморазведки по двум отражающим горизонтам с использованием принципа пропорциональности в изменении мощностей.

Тектонические карты в синтезированном виде отражают все имеющиеся сведения о строении региона и являются основой теоретических обобщений и выбора направления поисково-разведочных работ на различные полезные ископаемые, в том числе нефть и газ. Однако, как указывает В. Е. Хаин (1964, стр. 435), «даже при самом искусном подборе условных обозначений на одной тектонической карте не удастся и вряд ли когда-либо удастся отразить все сложные перипетии тектонического развития территории». Вследствие этого, а также в результате накопления богатейшего геологического и геофизического материала в настоящее время все яснее начинает вырисовываться относительно новое направление в тектонической картографии — составление палеотектонических карт, отражающих строение региона и развитых в нем структур, а также тектоническое районирование для отдельных этапов развития. Это своего рода ретроспективные модели (Косыгин, 1974). Как указывают М. В. Муратов и его соавторы (1972), составление таких карт — «это наиболее молодое направление в тектонической картографии, но уже вполне оформившееся в качестве самостоятельного и развивающегося».

Усложнение условий поисков нефтяных и газовых месторождений вследствие перехода к разведке глубоких горизонтов и опознания «слабых» ловушек (малоамплитудных поднятий и др.) создает объективную необходимость, а достаточно высокая степень изученности многих нефтегазоносных регионов — благоприятные предпосылки для применения новых детальных методов исследования, среди которых одна из важнейших — составление крупномасштабных палеотектонических карт. Такие карты (в масштабе от 1 : 100 000 до 1 : 500 000 в зависимости от размеров и сложности строения региона) позволяют отразить в историческом аспекте и в генетическом единстве строение и взаимоотношение структур разных порядков (мелких, средних и крупных) и категорий (пликативных и разрывных) в рамках единого нефтегазоносного бассейна. Они являются важным средством прогнозирования новых антиклинальных и неантиклинальных ловушек и установления закономерностей формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. Осо-



Палеотектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины позднекаменноугольно-картамышского седиментационного этапа. Составили: Б. П. Кабышев, А. Е. Лукин, Т. И. Полянская под редакцией Б. П. Кабышева.

1 — изопахиты отложений интервала верхний карбон — картамышская свита нижней перми; 2 — то же на участках восстановленной мощности; 3 — изопахиты между двумя точно нестратифицированными сейсмическими отражающими горизонтами; 4 — разрывные нарушения; 5 — предполагаемые разрывные нарушения; 6 — граница участков, где построения выполнены по различным нестратифицированным отражающим горизонтам;

7 — границы подформаций верхнекаменноугольных отложений; 8 — граница распространения хемогенных отложений нижней перми; 9 — граница распространения картамышской свиты нижней перми; 10 — предполагаемая граница седиментационного бассейна в позднем карбоне; 11 — соляные штоки, прорывающие верхнекаменноугольно-картамышскую толщу.

Подформации отложений верхнего карбона: I — красноцветная; II — красноцветно-пестроцветная; III — пестроцветная; IV — угленосно-пестроцветная; V — пестроцветно-угленосная

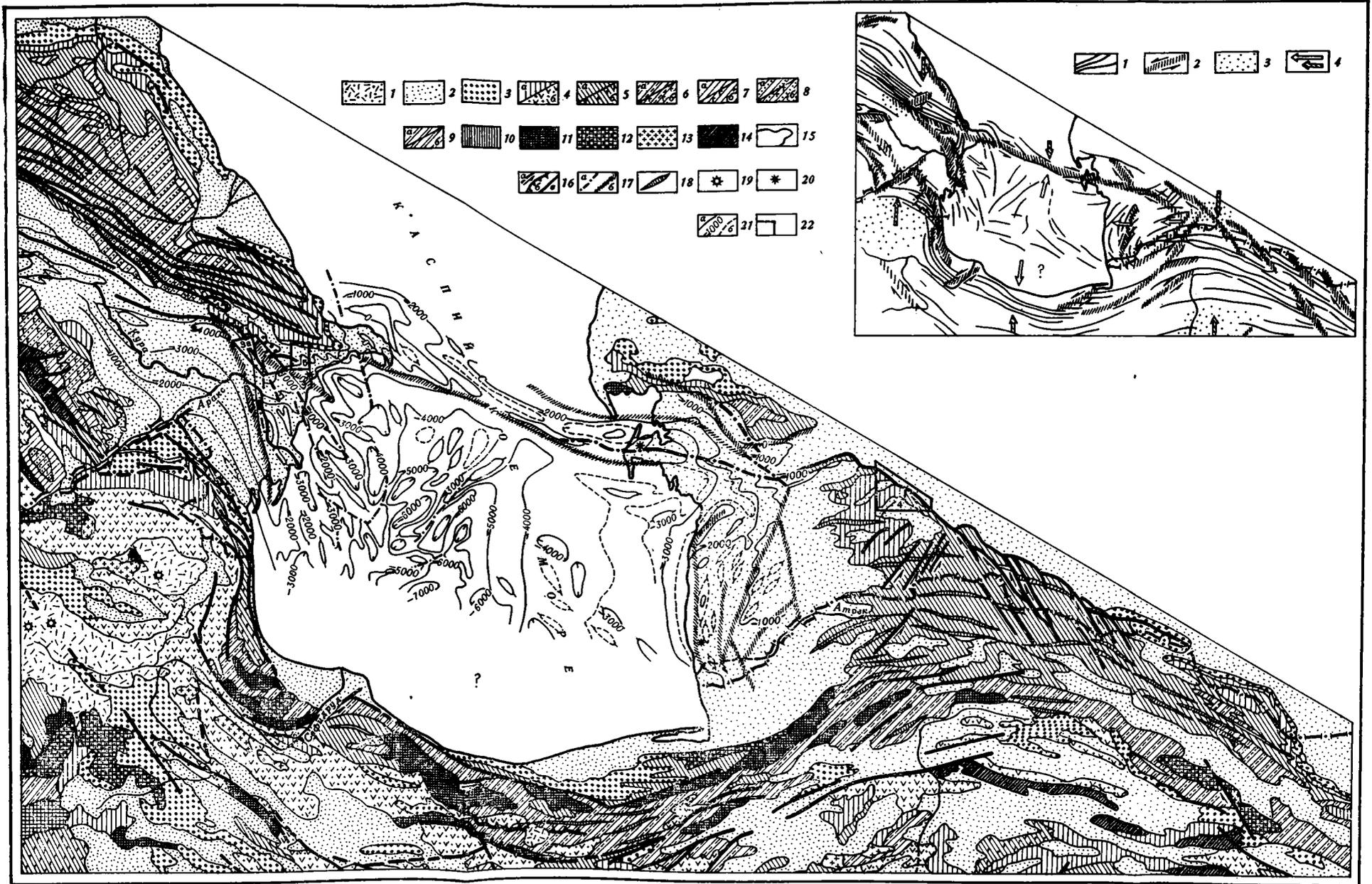


Рис. 2. Тектоническая карта Южно-Каспийской впадины и ее горноскладчатого обрамления (составлена с использованием материалов Иранской геологической службы, Управлений геологии СМ АзССР и ТССР, Я. Г. Каца, Е. Е. Милановского, Л. М. Расцветаева, В. Е. Хаина, И. Штеклина). На врезке: схема расположения структур горизонтального сжатия, растяжения и сдвига, возникших на орогенном этапе (сдвиги нанесены по Г. Д. Аджирею, Х. Веллману, Г. И. Каляеву, П. И. Калугину, В. Н. Крымусу, Х. Н. Павони, Л. М. Расцветаеву, В. Г. Трифонову и автору). Условные обозначения к основной карте. 1—14 — комплексы отложений: 1 — неоген-четвертичные отложения (вулканогенные фации); 2—3 — неоген-четвертичные отложения (осадочные фации); 2 — плиоплейстоцен, 3 — миоцен; 4 — палеоген (а — осадочные фации, б — вулканогенные фации); 5 — мел (а — осадочные фации, б — вулканогенные фации); 6 — юра нерасчлененная (а — осадочные фации, б — вулканогенные фации); 7 — верхняя юра (а — осадочные фации, б — вулканогенные фации); 9 — нижняя юра (а — осадочные, б — вулканогенные фации); 10 — триас; 11 — палеозой; 12 — докембрий; 13 — гранитоиды; 14 — офиолиты; 15 — границы комплексов; 16 — разрывы (а — сдвиги, б — надвиги и взбросы, в — разрывы с неясным характером смещения); 17 — разрывы в областях новейших опусканий (а — геологические разрывы, перекрытые рыхлым чехлом, б — разломы, установленные по геофизическим данным); 18 — оси антиклиналей; 19 — вулканы; 20 — грязевые вулканы; 21 — стратозогипсы по подошве верхнеплиоценовых отложений (а — через 1000 м, б — через 500 м); 22 — местоположение некоторых рисунков, представленных в настоящей работе. Условные обозначения к врезке: 1 — структуры горизонтального сжатия; 2 — структуры горизонтального сдвига; 3 — области горизонтального растяжения (предполагаемые); 4 — направления относительных перемещений блоков: а — активных, б — реактивных

дочные фации, б — вулканогенные фации); 9 — нижняя юра (а — осадочные, б — вулканогенные фации); 10 — триас; 11 — палеозой; 12 — докембрий; 13 — гранитоиды; 14 — офиолиты; 15 — границы комплексов; 16 — разрывы (а — сдвиги, б — надвиги и взбросы, в — разрывы с неясным характером смещения); 17 — разрывы в областях новейших опусканий (а — геологические разрывы, перекрытые рыхлым чехлом, б — разломы, установленные по геофизическим данным); 18 — оси антиклиналей; 19 — вулканы; 20 — грязевые вулканы; 21 — стратозогипсы по подошве верхнеплиоценовых отложений (а — через 1000 м, б — через 500 м); 22 — местоположение некоторых рисунков, представленных в настоящей работе. Условные обозначения к врезке: 1 — структуры горизонтального сжатия; 2 — структуры горизонтального сдвига; 3 — области горизонтального растяжения (предполагаемые); 4 — направления относительных перемещений блоков: а — активных, б — реактивных

бенно актуально составление палеотектонических карт для авлакогенов и других подвижных областей, характеризующихся существенными отличиями развития в разные этапы и соответственно многоярусным строением с крупными несоответствиями структурных планов по различным горизонтам.

В последние годы составление палеотектонических карт, в основном мелко- и среднемасштабных, находит все большее распространение в практике тектонических исследований как крупных территорий, так и отдельных нефтегазоносных регионов. Крупной сводкой по палеотектонике СССР является Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, в котором содержится также 19 палеотектонических карт масштаба 1 : 7 500 000 (Атлас..., 1968). По палеотектонике Юга СССР большой группой исследователей под редакцией В. Е. Хаина и Н. И. Кошелева составлены палеотектонические карты этой огромной и разнопостроенной территории (Тектоника..., 1973). Методика составления карт опубликована в сборнике под редакцией Г. Х. Дикенштейна (Геология..., 1969).

Наглядным примером палеотектонических карт одной нефтегазоносной провинции являются составленные под редакцией М. Я. Рудкевича карты по Западно-Сибирской плите м-ба 1 : 5 000 000 (Атлас..., 1970). Комплект включает 10 карт от раннетриасовой до среднеолигоценовой эпохи, составленных примерно по единому принципу и методике — на них изображены формации (показаны штриховкой) и мощности (показаны в изолиниях и цветом) соответствующих комплексов образований.

Несколько другая методика составления палеотектонических карт предлагается Е. А. Щерик (1968) на основе исследований по Предкавказью. Учитывая, что здесь, в условиях развития предгорного прогиба, имели место крупные перерывы в осадконакоплении со своим режимом тектонических движений, этим автором предлагается составлять два типа палеотектонических карт: 1) карты циклов непрерывной седиментации, на которых изображаются мощности и формации (или литофации) отложений непрерывных интервалов разреза; 2) карты геотектонических режимов, которые составляются для эпох перерывов. На них изображается: а) палеогеология времени, предшествующего трансгрессии; б) в границах разных стратиграфических подразделений палеогеологической карты показываются градации их мощности (штриховкой или различными тонами одного цвета); в) современный структурный план подошвы трансгрессивного комплекса (изображается изолиниями).

Выделение двух типов карт — важный шаг в совершенствовании методики составления палеотектонических карт. Однако карты геотектонических режимов по Е. А. Щерик не отражают полностью сущности тектонических процессов, происходящих во время перерывов. Кроме того, они сильно перегружены, так как несут три вида нагрузки, причем один из них — современный структурный план подошвы трансгрессивного комплекса — характеризует всю последующую, начиная со времени после перерыва, историю развития и мало что говорит непосредственно об анализируемом этапе. Следовательно, для палеотектонической карты эта информация является излишней. Карту изопакит только отложений, выходящих на соответствующих полях палеогеологической карты, как предлагает Е. А. Щерик, строить очень неудобно и она мало представительна, так как на разных участках изопакиты проведены для различных стратиграфических толщ пород, залегающих под поверхностью несогласия.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ

Важным положением, относящимся к принципам, является вопрос о выделении этапов (хроностратиграфических единиц времени), для которых анализируется геологическая история и составляются палеотекто-

нические карты. В качестве границ таких этапов рекомендуется выбирать время резких перестроек структурного плана (Геология..., 1969), которое обычно совпадает с временем крупных перерывов в осадконакоплении. При этом перерывы обычно являются границами смежных этапов (интервалов разреза). При таком принципе выбора интервалов разреза в условиях Днепровско-Донецкой впадины, да и других авлакогенных областей, оказались бы затушеванными важные особенности истории развития. Как показано автором ранее (Кабышев, 1974б), во время основных наиболее крупных перерывов (преддднеперского и др.) характер тектонических процессов в регионе (миграция оси впадины, формирование структур разных типов и порядков и др.) отличался от таковых в предшествующий перерыву и следующий за ним этапы седиментации. Это обуславливает необходимость не только разделять этапы по границам крупных перерывов, но и выделять последние в качестве самостоятельных этапов для составления отдельных палеотектонических карт.

Отсюда вытекает необходимость составления двух типов палеотектонических карт — седиментационных и инверсионных этапов развития, характеризующихся различными принципами и методикой составления. Первые освещают историю развития региона во время прогибания и осадконакопления, когда при тесной взаимосвязи мощности и вещественного состава формируются геологические тела. Следовательно, в основе их составления должен лежать палеоструктурно-вещественный принцип. В инверсионные этапы ранее образовавшиеся геологические тела разрушаются. Происходит это уже без тесной взаимосвязи мощностей и вещественного состава пород. Поэтому в основе палеотектонических карт инверсионных этапов лежит изображение соответствующей палеоструктуры и палеогеологии отложений, выходящих на земную поверхность во время перерыва в осадконакоплении (палеоструктурно-геологический принцип).

Следующим принципиальным, правда не всегда удовлетворительно разрешимым, вопросом является выбор перерывов, для которых следует составлять самостоятельные палеотектонические карты. Определение их как наиболее крупных недостаточно. В этом плане можно использовать предложенное В. Е. Хайным (1964) разделение перерывов на генетические типы: ранне- и поздневторичные. Для территории Днепровско-Донецкой впадины такая классификация разработана Б. П. Кабышевым и Г. И. Вакарчуком (1971). Ранневторичными здесь являются предвизейский, предпозневизейский, преднамюрский, предбашкирский, предтриасовый, предъяурский перерывы. Они характеризуются следующими признаками:

1. Распространены только по краям седиментационного бассейна на бортах, в прибортовых зонах, а также в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. В юго-восточной части впадины и в Донбассе все ярусы карбона залегают согласно.

2. Средней величиной видимой продолжительности перерыва в крайней северо-западной части впадины (1—5 млн. лет). Соответственно этому и угол несогласия нигде не превышает 1—2°.

3. Не сопровождалась перестройкой регионального структурного плана по сравнению с таковым, формировавшимся при седиментации в предшествовавшее перерывам и последующее время. Они лишь более резко подчеркивают конседиментационный характер изменения мощностей.

4. Не приводили к изменению условий формирования мелких и средних структур. Последнее состоит в том, что поднятия, формировавшиеся конседиментационно в доперерывный этап, продолжали развиваться и во время ранневторичных перерывов и наоборот.

Поздневторичные перерывы и несогласия (предпалеогеновый, предмеловой, предпозднепермский, предкаменноугольный) характеризуются следующими основными признаками:

1. Распространением по всей территории Днепровско-Донецкого авлакогена.
2. Наибольшей величиной видимой продолжительности перерыва (до нескольких десятков миллионов лет).
3. Сопровождаются существенной перестройкой регионального структурного плана по сравнению с таковым, формировавшимся при осадконакоплении и ранневторичных перерывах.
4. Значительным влиянием на условия формирования локальных структур. Ко времени поздневторичных перерывов приурочено активное формирование большинства (хотя и не всех) ныне известных локальных несоляных и соляных структур независимо от того, формировались ли они в предшествующее время при осадконакоплении и ранневторичных перерывах или нет.

Ранневторичные перерывы — следствие относительно кратковременных и небольших восходящих движений, происходивших на общем фоне прогибания седиментационного бассейна в том же тектоническом плане, что и прогибание. Они лишь более четко подчеркивают тектонические процессы, происходившие во время осадконакопления. Поэтому их можно анализировать совместно с седиментационными этапами развития региона, составляя единые палеотектонические карты. В противоположность этому восходящие движения региона во время поздневторичных перерывов более интенсивны в количественном отношении и приводят к существенным качественным изменениям структурного плана, формировавшегося во время предшествующего осадконакопления.

В соответствии с изложенным палеотектонические карты инверсионных этапов следует составлять для времени поздневторичных перерывов, а для интервалов времени между ними — карты седиментационных этапов. Правда, в случае, если седиментационный этап очень длительный, характеризуется образованием большой мощности отложений, особенно разноформационных, к тому же отдельные части разреза не изучены по всему региону, целесообразно составлять две-три карты для отдельных смежных эпох этапа.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ

Методика составления палеотектонических карт состоит в получении информации по основной и вспомогательной нагрузке карт и разработке легенды по ее изображению. В основе палеотектонических карт седиментационных этапов, как указывалось выше, лежит отображение палеоструктуры и вещественного состава геологических тел соответствующего возраста. В качестве первого параметра выступает мощность отложений, а второго — обычно формации. Формации как ассоциации горных пород, формирующихся в определенной геотектонической обстановке, — наиболее соответствующий параметр для карт седиментационных этапов. Однако для получения большей расчлененности вещественного состава геологических тел, необходимой для крупномасштабной карты (в частности, для Днепровско-Донецкой впадины карты строились в масштабе 1 : 200 000), на них следует выделять поля распространения подформаций, а также зоны различного количественного соотношения литологических разновидностей пород. Например, нижнепермская галогенная формация Днепровско-Донецкой впадины разделена на три подформации (терригенно-сульфатно-карбонатную, рифогенно-карбонатную и терригенно-карбонатно-соленосную), терригенная пестроцветно-угленосная формация среднего карбона разделена на пять подформаций (пестроцветную, угленосно-пестроцветную, пестроцветно-угленосную, угленосную с пестро-

цветными прослоями и угленосную) и т. д. Литологический состав пород на картах изображается в виде полей распространения сочетаний определенных литологических разностей, полученных с помощью литологического треугольника.

Вторая основная составляющая палеотектонических карт седиментационных этапов — мощность отложений — получена на основе комплексного использования данных сейсморазведки и бурения с учетом принципа пропорциональности в их изменении. Такая методика позволяет составлять карты изопакит единых по всему региону стратиграфических интервалов разреза (что невозможно сделать на основе только одних сейсмических материалов) с детальностью, обеспечивающей освещение истории развития средних и мелких структурных форм на участках, лишенных буровых скважин (что невозможно сделать только по данным бурения).

Конкретно методика составления сводных по всему региону карт изопакит состоит в следующем. Сначала по отдельным участкам и площадям на основе структурных карт по двум отражающим горизонтам, наиболее приближенным соответственно к кровле и подошве анализируемого стратиграфического интервала разреза, строятся карты изохор между этими горизонтами (в крупном масштабе, например 1 : 50 000). На участках крутого залегания пород (более 5—8°) вертикальные мощности пересчитываются на нормальные, тем самым превращая карты изохор в карты изопакит. Затем строится корреляционный график зависимости между мощностью анализируемого стратиграфического интервала разреза в скважинах, расположенных на данном участке, и мощностью толщи между отражающими горизонтами в тех же точках. С использованием этого графика значения изолиний карты изопакит между отражающими горизонтами переводятся в значения мощности анализируемого стратиграфического интервала и проводятся изопакиты с сечением 50 м. Если на площади имеется всего одна-две таких скважины, пересчет производится аналитически на основе отношений мощностей по данным бурения и данным сейсморазведки. Невязка при этом между отдельными скважинами не превышала, как правило, величины сечения изопакит в 50 м. Составленные таким образом карты мощностей по отдельным участкам уменьшаются до масштаба 1 : 200 000 или близкому к нему и сводятся в единую карту всего нефтегазоносного региона или его части.

Для зон и участков, где проявлялся позднеторичный разрыв, на картах седиментационных этапов следует отобразить восстановленные значения первичных мощностей отложений. В работе В. Е. Хаина (1964) указываются критерии для установления размытов ранее существовавших отложений (степень метаморфизма пород, литофациальный состав отложений вблизи границы размыта и др.) и даются рекомендации по восстановлению мощностей, размытых во время раннеторичных перерывов.

Для условий Днепровско-Донецкой впадины более актуален вопрос о восстановлении мощностей отложений, размытых во время позднеторичных перерывов. Например, на значительной территории южной прибрежной зоны впадины и прилегающей части склона Украинского щита отсутствуют образования нижней перми, верхнего и большей части среднего карбона общей мощностью до 1000 м и более. Об их былом отложении здесь (по крайней мере каменноугольных образований) свидетельствует отсутствие существенного изменения литофациального состава пород вблизи границы современного распространения, одинаковая степень метаморфизма отложений нижнего карбона вблизи северного и южного краевых разломов (Багдасарова и др., 1974), хотя в современном структурном плане разница в глубинах залегания их достигает 1,5—2 км. Для восстановления мощностей в этом случае нельзя основываться на простирании изопакит и градиентах мощностей, сохранившихся от

размыва, как рекомендует В. Е. Хаин (1964) для случаев ранневторичных размывов, ибо размыв происходил в другом палеоструктурном плане по сравнению с формировавшимся при осадконакоплении и ранневторичных перерывах.

Составление карты изопакит восстановленных мощностей в этом случае может основываться на использовании принципа пропорциональности в их изменении в течение единого седиментационного цикла. По скважинам, расположенным в зонах отсутствия значительного проявления поздневторичного размыва, строились графики корреляционной зависимости мощностей между отложениями отдельных интервалов разреза седиментационного цикла. На участках размыва по мощностям не затронутой поздневторичным размывом части разреза с помощью корреляционного графика определяется мощность размытой толщи. В частности, для Днепровско-Донецкой впадины строились корреляционные графики между отложениями нижнего (намюр — верхнее визе) и среднего карбона, среднего и верхнего. С их помощью на основе сохранившихся мощностей нижнего карбона (не затронутых предпозднепермским размывом) определялись восстановленные мощности средне- и верхнекаменноугольных отложений. Естественно, что точность составления карт изопакит восстановленных мощностей ниже, чем реальных, о чем может свидетельствовать наличие невязки на границах участков с восстановленными и сохранившимися мощностями. Невязка эта достигает 20% мощности толщи, что, однако, позволяет делать соответствующие выводы о палеотектонике региона.

Охарактеризованным методом впервые для Днепровско-Донецкой впадины были составлены палеотектонические карты каменноугольных этапов, имеющие важное значение для восстановления палеоструктурных условий формирования нефтяных и газовых месторождений и решения других задач. Подобным образом восстанавливались мощности меловых и юрских отложений, размытых в предпалеогеновый поздневторичный перерыв.

На палеотектонических картах инверсионных этапов развития региона в соответствии с сущностью происходивших во время поздневторичных перерывов тектонических процессов изображается возраст пород, выходящих под поверхность несогласия (палеогеологическая карта), и мощность отложений, размытых во время этого перерыва (карта изопакит). Первая карта дает качественную, а вторая количественную характеристику инверсионных тектонических движений. Палеогеологическая карта строится обычным способом по данным бурения и сейсморазведки о прослеживаемости соответствующих отражающих горизонтов под поверхностью несогласия.

На карт. х изопакит отражается разность между общей восстановленной мощностью и сохранившейся от размыва соответствующего стратиграфического интервала разреза. Практически это осуществляется путем графического «вычитания» карты изопакит сохранившихся отложений из карты изопакит восстановленной мощности, являющейся составной частью палеотектонической карты предшествующего перерыву седиментационного этапа развития. Для территории Днепровско-Донецкой впадины таким методом составлены палеотектонические карты предпозднепермского и предпалеогенового инверсионных этапов.

Легенда палеотектонических карт выбирается с расчетом, чтобы наиболее наглядно отобразить сущность тектонических процессов, происходивших в седиментационные и инверсионные этапы развития. На картах седиментационных этапов параметр мощности более дифференцирован по площади, чем вещественный состав пород, так как изображен по данным бурения и сейсморазведки, а вещественный состав — только по бурению. Поэтому на этих картах целесообразно вещественный состав показать штриховкой, а мощности — в изолиниях и цветом. На картах инвер-

сионных этапов палеогеологию целесообразно изображать цветом (общепринятым для геологических карт), а мощность размытой части разреза — в виде изопахит.

Кроме охарактеризованных выше основных видов нагрузки на палеотектонические карты наносится ряд других сведений, характеризующих палеотектоническую обстановку соответствующих этапов развития. К последним относятся зоны некомпенсированного прогибания, распространение соляных штоков, разрывных нарушений, расформированных структур, угленосность и битуминозность разреза, распространение пирокластического материала, нефтяных и газовых залежей в анализируемых на карте соответствующих интервалах разреза.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА

В качестве примера рассмотрим палеотектоническую карту Днепро-Донецкой впадины для позднекаменноугольно-картамышского седиментационного этапа (см. рисунок)¹. Этот комплекс согласно залегает на среднекаменноугольных отложениях, отличаясь от них возрастом роли пестроцветов и появлением красноцветов, знаменующих переход от каменноугольного угленакопления к нижнепермскому соленакоплению. Верхняя граница комплекса в восточной части региона согласная, а в западной, где отсутствует картамышская свита — несогласная.

В формационном отношении отложения верхнего карбона выделяются в терригенную угленосно-пестроцветную континентально-лагунную формацию (Лукин, 1977), в западной части переходящую в красноцветную континентальную. По соотношению пестроцветов и сероцветов в составе формации с востока на запад выделяются пестроцветно-угленосная, угленосно-пестроцветная, пестроцветная красноцветно-пестроцветная и красноцветная подформации, связанные стратиграфически скользящими постепенными переходами и последовательно сменяющие друг друга (см. рисунок). В юго-восточной части Днепро-Донецкой впадины угленосно-пестроцветная формация перекрывается красноцветной формацией картамышской свиты нижней перми.

Мощность рассматриваемого комплекса увеличивается с северо-запада на юго-восток от 0 до 2800 м в соответствии с изменением формационного состава пород верхнего карбона. Судя по этим показателям, а также составу обломочного материала, типу распространения малых элементов и другим показателям (Лукин, 1977), палеотектонические условия накопления отложений верхнего карбона варьировали от субгеосинклинальных (миогеосинклинальных) на юго-востоке до субплатформенных на северо-западе.

Региональное прогибание Днепро-Донецкой впадины в позднем карбоне происходило неравномерно по площади, о чем свидетельствуют зоны высоких градиентов мощности (трендов). Выделяются два продольных тренда (в северной и южной прибортовых зонах) и два поперечных — в районе Ичнянской группы структур (Ичнянский тренд) и восточнее Солоховско-Диканьского вала (Чутовский тренд). Поперечные тренды выражены только в осевой зоне Днепровского грабена, в прибортовых же они «поглощаются» более интенсивными продольными трендами. Все выделенные тренды в той или иной степени находят свое отражение также в смене формационного и литологического состава верхнекаменноугольных отложений. Так, вблизи Ичнянского тренда происходит смена

¹ На прилагаемом схематизированном варианте палеотектонической карты по техническим причинам не отражена вся информация, предлагаемая автором для крупномасштабных карт.

красноцветной подформации на пестроцветную, а в зоне Чутовского — угленосно-пестроцветной на пестроцветно-угленосную. Чутовский тренд является также границей распространения картамышской красноцветной континентальной формации.

В поздний карбон-картамышский седиментационный этап продолжалось интенсивное конседиментационное формирование очень многих средних и мелких, положительных и отрицательных структур, а также разрывных нарушений. Четко проявлялись почти все известные в регионе валы (Солоховско-Диканьский, Глинско-Розбышевский и др.) и очень многие одиночно расположенные локальные структуры. Наиболее крупные солянокупольные поднятия (Качановское, Бельское, Великозагорское, Мильковское и др.) прирастили свои амплитуды на 100—150 или даже 250—300 м (Прилуцкое, Машевское), а более мелкие соляные и несоляные структуры — до 50 м (Артюховская, Талалаевская, Волоховская, Гоголевская и др.). Однако рост ряда других мало- и среднеамплитудных поднятий (Новотроицкое и др.) к этому времени затухает.

Формировалось в позднем карбоне и большинство отрицательных структур Днепровско-Донецкой впадины. В виде единой прогнутой зоны проявлялись Сребненская котловина и Ждановская депрессия. Интенсивно формировались и малые котловины и депрессии (Бобриковская, Борзнянская, Синевская, Валковская и др.), а также многие локальные мульды. Центр Синевской малой котловины в позднем карбоне сместился к юго-западу по сравнению со среднекарбоновой эпохой, что свидетельствует о влиянии на ее образование компенсационных процессов, обусловленных развитием Синевского соляного штока.

Кроме пликативных структур в анализируемый этап отмечается также конседиментационный рост и многих разрывных нарушений. При этом по-разному проявлялись северный и южный краевые разломы, ограничивающие Днепровский грабен. Первый в карбоне формировался в виде конседиментационного сброса, а второй — конседиментационной флексуры.

В общем составление крупномасштабных палеотектонических карт для отдельных седиментационных этапов развития Днепровско-Донецкой впадины в каменноугольный период показало:

1. Весьма широкое площадное распространение конседиментационных структуроформирующих процессов разных порядков.
2. Унаследованность развития во все эпохи периода, по крайней мере начиная с поздневизейского времени.
3. Высокую скорость региональных, зональных и локальных тектонических процессов (Кабышев, 1972) и направленность в ее изменении (уменьшение со временем).

Такая характеристика одного из главных этапов конседиментационного тектогенеза требует пересмотра распространенных представлений (Китык, 1970; Чирвинская, 1964) о преимущественной приуроченности структуроформирующих процессов в Днепровско-Донецкой впадине к эпохам региональных перерывов в осадконакоплении.

Изучение палеотектоники главного в нефтегазоносном отношении этапа развития Днепровско-Донецкой впадины (каменноугольного периода) дает необходимую информацию для прогнозирования новых антиклинальных (Кабышев, 1974а) и неантиклинальных (Лукин, 1976) ловушек, а также выяснения условий формирования и закономерностей распространения залежей нефти и газа (Витенко, Кабышев, 1977).

Широкое внедрение в практику научно-исследовательских работ составления крупномасштабных палеотектонических карт в освоенных нефтегазоносных регионах будет способствовать открытию новых залежей и месторождений нефти и газа в постоянно усложняющихся условиях поисков этих полезных ископаемых.

Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР (4 тома). М., Всес. аэрогеол. трест, 1968.
- Атлас структурных, палеотектонических и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности. Ред. М. Я. Рудкевич. Тюмень, 1970.
- Багдасарова М. В., Гречишников Н. П., Шокина А. И.* О катагенезе нефтегазоносных отложений карбона Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Геология и нефтегазоносность западных областей Европейской части СССР. 1974.
- Витенко В. А., Кабышев Б. П.* Тектонические и палеотектонические критерии формирования залежей нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине.— В кн.: Происхождение нефти и газа и закономерности образования и размещения их залежей. Львов, 1977.
- Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. Ред. Г. Х. Дикенштейн. М., «Недра», 1969.
- Кабышев Б. П., Вакарчук Г. И.* Классификация перерывов и несогласий в стратиграфическом разрезе Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. ж., 1971, № 6.
- Кабышев Б. П.* Скорость конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов в Днепровско-Донецкой впадине и Донецком бассейне.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Кабышев Б. П.* Палеотектонический метод прогнозирования структурных ловушек в подсолевых отложениях (на примере Днепровско-Донецкой впадины).— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1974а, № 1.
- Кабышев Б. П.* Фазы конседиментационного тектогенеза в истории развития Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР (вып. 9). Львов, 1974б.
- Китык В. И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М., «Недра», 1974.
- Лукин А. Е.* Перспективы поисков неантиклинальных залежей нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине.— Сов. геология, 1976, № 8.
- Лукин А. Е.* Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. М., «Недра», 1977.
- Муратов М. В., Пушаровский Ю. М., Колчанов В. П.* Развитие тектонической картографии в СССР.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Тектоника нефтегазоносных областей Юга СССР. Ред. К. Н. Кравченко, М. В. Муратов. М., «Недра», 1973.
- Хашн В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Чирвинская М. В.* Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.
- Щерик Е. А.* Принципы тектонического районирования и методика составления тектонических карт платформенных нефтегазоносных областей. М., «Недра», 1968.

УкрНИГРИ
Черниговское отделение

Статья поступила
11 июля 1977 г.

УДК 551.14

Г. А. КЕЙЛЬМАН, С. Г. ПАНЯК

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ «ГРАНИТНОГО СЛОЯ»

Показано, что «гранитный слой» земной коры в раннем докембрии возник за счет процессов метаморфизма и ультраметаморфизма первичной земной коры. В эвгеосинклинальных зонах фанерозоя «гранитный слой» формировался за счет мобилизации пород фрагментов (микроконтинентов) более древних континентальных блоков.

Развитие современных геотектонических концепций, рассматривающих геосинклинальный процесс как преобразование океанической коры в континентальную, придает особое значение проблемам геологии «гранитного слоя», наличие или отсутствие которого прежде всего определяет самое различие типов земной коры. Несмотря на то что геологические образования, представляющие «гранитный слой», в значительной мере доступны непосредственному наблюдению, вопросы его возникновения и структурно-вещественной эволюции еще далеки от однозначных решений.

Понятие «гранитный слой» возникло и существует как геофизическая категория, представляющая одну из оболочек литосферы, заключенную между осадочным слоем и поверхностью Конрада, обладающую определенными физическими свойствами. Это общепринятое определение при всей его объективности не имеет геолого-генетического смысла, включая в себя разнородные образования — от зеленых сланцев до интрузивных гранитов, и составить представление об истории развития и условиях формирования такой геофизической абстракции не представляется возможным.

Рассматривая историко-геологические аспекты проблемы, целесообразно ввести некоторые ограничения, выделив в «гранитном слое» часть, образованную горными породами анхигранитоидного состава, составляющую, по-видимому, до 80% его объема. Следует подчеркнуть, что главным здесь является не степень приближения состава пород к граниту, а общая петрогенетическая тенденция обогащения пород гранитофильными компонентами в данной части геологического пространства (Кейльман, Паняк, 1976).

Верхней границей «гранитного слоя» в пределах древних платформ служит поверхность размыва, отделяющая комплекс кристаллического фундамента от перекрывающих его осадочных и вулканогенных образований, или денудационная геоморфологическая поверхность (на кристаллических щитах). В подвижных областях и зонах активизации такой границей является фронт гранитизации или дизъюнктивно-тектоническая поверхность. Нижней границей «гранитного слоя» может являться поверхность тектонического расслаивания (Пейве, 1967), интерпретирующаяся обычно как граница Конрада. Иногда в подвижных зонах между «гранитным» и «базальтовым» слоями выделяется «переходный» слой.

Два основных типа границ «гранитного слоя» в различных геоструктурных зонах уже указывает на его полигенность, сложность и разнообразие путей формирования (Пейве и др., 1976), в связи с чем выделя-

ется два крупных аспекта проблемы: а) формирование первичного «гранитного слоя» на ранних стадиях эволюции планеты в догеосинклинальную эпоху ее развития; б) новообразование этого «слоя» в ходе геосинклинального процесса в неогее.

В многочисленных работах, касающихся проблемы образования первичной континентальной коры, рассматриваются различные процессы, прямо или косвенно ведущие к ее формированию. К числу таковых относятся: а) догеологическая дифференциация космического вещества на стадии формирования планеты; б) осадочная дифференциация вещества протокоры; в) зонная плавка; г) магматическая дифференциация (в частности, развитие астенолитов); д) метаморфическая дифференциация; е) поток гранитизирующих элементов из мантии и ряд других.

При разработке модели процесса образования первичного «гранитного слоя» прежде всего возникает вопрос: локально или повсеместно он формировался. То обстоятельство, что сейчас континентальная кора занимает около 40% поверхности планеты, надо объяснить локальным возникновением или локальным исчезновением первоначально повсеместного «гранитного слоя» (Umbgrove, 1946; Фурмарье, 1971). Такая постановка вопросов, по сути, определяет дилемму двух современных геотектонических концепций — «мобилизма» и «фиксизма» в отношении вещественной эволюции земной коры.

Первое альтернативное решение исключает некоторые из упомянутых способов возникновения континентальной коры. Так, например, гипотеза «насыпной коры» Э. В. Соботовича и В. А. Рудника (1971), основанная на расчетах теплового баланса Земли, предусматривающая формирование относительно кислой оболочки планеты, послужившей впоследствии основой земной коры и, в частности, «гранитного слоя», не может обеспечить первичную латеральную неоднородность ее состава, так как главный фактор этого процесса — гравитационные силы — действует в околопланетном пространстве достаточно равномерно.

В значительно меньшей мере это ограничение распространяется на механизм осадочной дифференциации, в ходе которой вторым ведущим фактором оказывается рельеф земной поверхности. При всех обстоятельствах геологические наблюдения в пределах кристаллических щитов свидетельствуют о супракрустальной природе древнего «гранитного слоя» и осадочный процесс в широком смысле этого слова, очевидно, играл существенную роль в его формировании. Геохимическая возможность обогащения продуктов выветривания основных пород гипотетической протокоры гранитофильными элементами и в первую очередь кремнеземом была показана в работах ряда исследователей (Фролова, 1950; Тихомиров, 1958; Gill, 1950, и др.). Однако баланс ряда компонентов и в первую очередь щелочей в более или менее широко распространенных осадках отличается от их соотношения в гранитоидах. К тому же достаточно устойчиво во времени осадконакопление на участках поверхности планеты, сопоставимых по размерам с континентами, представить пока довольно затруднительно. Во всяком случае совокупность известных фактов указывает на то, что сама по себе осадочная дифференциация не могла привести к образованию колоссального по латеральной распространенности, достаточно мощного, выдержанного в пространстве слоя. С другой стороны, пока еще не высказано сколь-нибудь обоснованного предположения, которое объяснило бы образование осадочного субстрата будущего «гранитного слоя», локализованного на одной половине поверхности планеты.

Латеральную неоднородность земной коры и причины ее возникновения оригинально объясняют, например, М. В. Кленова и В. М. Лавров (1975). Наличие петрологически разнородных сегментов земной коры они связывают с различием состава космических тел типа гигантских астероидов, сформировавших планету. Применение этой заманчивой ги-

потезы ограничивается тем, что составы толеитовых базальтов океанов и базальтов континентальных траппов, так же как и других продуктов вулканизма, чрезвычайно близки (Кутолин, 1972). На этом основании, учитывая идентичность теплового потока в различных участках земной коры, свидетельствующую о практически одинаковом содержании в подкорковой зоне радиоактивных элементов, можно заключить, что различие мантии под океанами и континентами или по крайней мере ее дериватов не существенно.

Хотя аналогии с Луной, все шире привлекаемые для ретроспективных геологических построений, обосновываются еще очень небольшим фактическим материалом, уникальная информация, полученная за последние годы, не может игнорироваться при формировании геотектонических гипотез, касающихся наиболее ранних стадий развития планет земной группы. Так, в связи с проблемой возникновения первичной неоднородности можно полагать, что в недрах Земли, как и на Луне, некогда существовали глобальные аномалии плотности типа масконов. В таком случае стремление к изостатическому равновесию могло вызвать вертикальные перемещения обширных областей и создать существенную латеральную расчлененность поверхности планеты. Однако имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что сам прототип — лунная кора в основном не обнаруживает существенных латеральных неоднородностей, она повсеместно имеет «континентальный» характер, а лунные «моря» — это всего лишь области излияния базальтов, в какой-то мере аналогичные земным трапповым областям. Такое положение может служить косвенным аргументом в пользу того, что самая ранняя внешняя оболочка Земли, возникшая, по представлениям А. П. Виноградова (1975), в процессе магматической дифференциации и имевшая анортозит-габбро-гипербазитовый состав, имела повсеместное распространение.

Зонная плавка как процесс многократного анатексиса, экспериментально воспроизведенная А. П. Виноградовым, вероятно, может являться составным элементом дифференциации земных оболочек. Однако вопросы тектонического контроля этого явления, механизм его реализации в ходе развития гранитных куполов, являющихся центрами гранитизации, пока еще никем не рассмотрены. Б. Г. Лутц (1975) обращает внимание на то, что зонная плавка как таковая не способна объяснить соотношение некоторых некогерентных элементов в гранитоидах, в частности увеличение отношения тугоплавкого тория к относительно легкому урану. По-видимому, образование первичного «гранитного слоя» за счет эндогенных процессов типа глубинной магматической и вулканической дифференциации вообще мало вероятно. Об этом свидетельствует, хотя и неоднозначно, видимое отсутствие гранитов и кислых вулканитов в областях с типичной океанической корой, а также на Луне, где упомянутые процессы проявились достаточно интенсивно.

Сам характер горных пород, образующих древний «гранитный слой», преобладающая роль в его субстрате гранито-гнейсов указывает на то, что ведущее значение в его формировании принадлежит процессам метаморфизма и в первую очередь ультраметаморфизма. Математическое моделирование процессов гранитизации (Кейльман, Паняк, 1976) показало, что при этом оказываются подвижными практически все породобразующие компоненты. Примечательно, что кинетика комплементарного гранитизации процесса базификации (рис. 1), изучавшегося на примерах периферических частей мигматитовых комплексов такова, что наряду с уменьшением содержания в базификатах SiO_2 , постоянно отмечается тенденция к увеличению Na_2O и K_2O (Поляков, Паняк, 1976). Эта геохимическая особенность в совокупности с геолого-геофизическими данными, указывающими на постепенное возрастание основности пород «гранитного слоя» с глубиной, свидетельствует о том, что ряд гранитофильных компонентов при гранитизации привносится из недр планеты.

В этом отношении представляется реалистической гипотеза Б. Г. Лутца о глубинном выщелачивании и последующем обогащении колонны восходящих растворов кремнием. Этот процесс во многом может обеспечить формирование первичного гранитного слоя. Проявление его в каких-то ограниченных участках планеты на догеосинклинальной стадии ее развития представить трудно, вероятнее в этом случае предположить повсеместное образование первичной континентальной коры.

В то же время уже более ста лет от Дана (Dana, 1856) до наших дней широким признанием пользуется концепция наращивания древних ядер. Как по геологическим данным, так и по результатам радиологических исследований, обобщенных Н. П. Семененко (1975), вокруг древних континентальных платформ располагаются подвижные пояса,

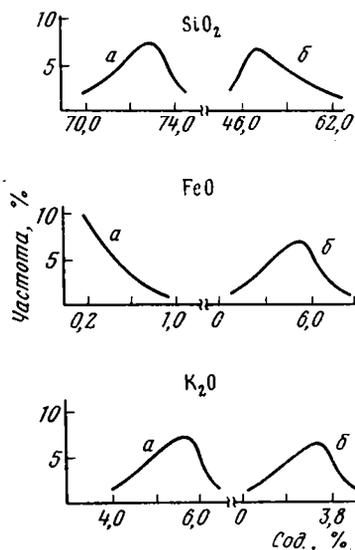


Рис. 1

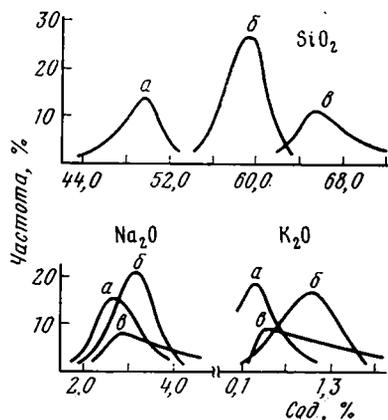


Рис. 2

Рис. 1. Кривые распределения содержаний SiO_2 , FeO и K_2O в гранито-гнейсах (а) и сопряженных с ними базальфизитах (б) Мурзинско-Адуйского мигматитового комплекса на Урале. Химанализы В. Л. Полякова и С. Г. Паняка (1976)

Рис. 2. Кривые распределения содержаний SiO_2 , Na_2O и K_2O в продуктах вулканизма андезитовой серии Курильских островов: а — базальтоиды, б — андезиты, в — дациты. Химанализы Б. Н. Пискунова (1975)

все более молодые по мере удаления от первичного ядра. Иногда, правда, такая стройная картина нарушается, тем не менее высказанные предположения перешли в разряд классических. Структура древних ядер, как правило, срезается окаймляющими их складчатыми поясами. Такое соотношение структур древних платформ объясняется сменой нуклеарного, по Е. В. Павловскому (1962), тектонического режима земной коры, когда формировались древние гранитизированные ядра (протоплатформы), на геосинклинальный режим более поздних эпох.

Надо отметить, что локальное проявление первичных эндогенных коробразующих процессов и в этом случае пока еще не нашло обоснования. Сторонники нуклеарной гипотезы происхождения «гранитного слоя» подчеркивают отсутствие какой-либо закономерности в расположении гранито-гнейсовых куполов в кристаллических щитах континентов, не называя структурного или какого-либо другого фактора, контролирующего их возникновение.

Упомянутые взаимоотношения древних ядер, характеризующихся широким распространением брахиформных структур и линейных под-

вижных поясов, отчетливо свидетельствуют о наложенности последних. При ближайшем рассмотрении оказывается, что разновозрастные подвижные пояса не столько окаймляют, сколько расчленяют платформы, занимая в подавляющем большинстве случаев интеркратонное положение и представляя собой результат деструкции и последующего «заживления» внутриконтинентальных швов. Это подтверждается обычным наличием внутри подвижных поясов древних срединных масс «микроконтинентов». В этом отношении даже Тихоокеанский подвижной пояс, носящий перикратонный характер, не представляет исключения. Участки с древней континентальной корой известны здесь на западной его ветви в островных дугах и поднятиях среди окраинных морей (комплексы Хида, Риоке, Абакума в Японии, поднятие Ямато в Японском море), а в восточной ветви — участки развития древней континентальной коры в Андах. Таким образом, гораздо отчетливее констатируется деструкция древних крупных континентов и суперконтинентов с последующим заживлением швов геосинклинальными образованиями, чем разрастание изначально мелких ядер.

Второе альтернативное решение проблемы пространственного распространения первичного «гранитного слоя» — предположение о субсинхронном повсеместном его развитии — открывает широкие возможности для привлечения гипотез о дифференциации протопланетного вещества, специфике термодинамического режима ранних стадий развития планеты, а также снимает затруднения, связанные с поисками региональных долгоживущих структур, контролировавших возникновение в результате эндогенных процессов геологического тела, имеющего форму горизонтально залегающего «листа» (соотношение мощности «гранитного слоя» и его площади в пределах каждого континента составляет около 1 : 10⁶). Вместе с тем при таком допущении возникает необходимость объяснения локального исчезновения древнего «гранитного слоя» в весьма существенных масштабах — около 60% первоначального объема.

Здесь можно найти несколько вариантов объяснения, к числу которых относятся: базификация (океанизация) континентальной коры, тектоническое сдвигание, сгуживание «гранитного слоя» и, наконец, фрагментарность гранитной оболочки является одним из отправных пунктов гипотезы расширяющейся Земли.

Хотя механизм базификации во многом еще не ясен, исчезновение «гранитного слоя» — океанизация коры по крайней мере в геофизическом смысле установлена в ряде регионов, примером которых могут служить Южно-Каспийская, отчасти Черноморская, Южно-Охотская и другие впадины.

Тектоническое сгуживание континентальной коры наиболее широко и эффектно проявлено в Гималаях. Очевидно, механическое сдвигание «гранитного слоя» имело место в горных сооружениях Андийской системы и других подобных подвижных поясах. Имеются, в частности, данные об увеличении мощности «гранитного слоя» в результате поддвига со стороны Восточно-Европейской платформы в пределах Уральской геосинклинали (Плюснин, 1971; Перфильев, 1977).

Гипотеза расширяющейся Земли не только объясняет локальную распространенность континентальной коры ее «расползанием», но это обстоятельство рассматривается некоторыми исследователями как один из существенных аргументов в ее пользу. Упомянутая гипотеза легко истолковывает геометрическое подобие границ континентов, снимает затруднения, связанных с определением поверхности, по которой происходит глобальное скольжение литосферных плит, находит связь геологических процессов с некоторыми физическими и космическими явлениями. Модификация гипотезы, предусматривающая периодическое пульсационное чередование увеличения и уменьшения объема планеты, объясняет

В этом отношении представляется реалистической гипотеза Б. Г. Лутца о глубинном выщелачивании и последующем обогащении колонны восходящих растворов кремнием. Этот процесс во многом может обеспечить формирование первичного гранитного слоя. Проявление его в каких-то ограниченных участках планеты на догеосинклинальной стадии ее развития представить трудно, вероятнее в этом случае предположить повсеместное образование первичной континентальной коры.

В то же время уже более ста лет от Дана (Danpa, 1856) до наших дней широким признанием пользуется концепция наращивания древних ядер. Как по геологическим данным, так и по результатам радиологических исследований, обобщенных Н. П. Семененко (1975), вокруг древних континентальных платформ располагаются подвижные пояса,

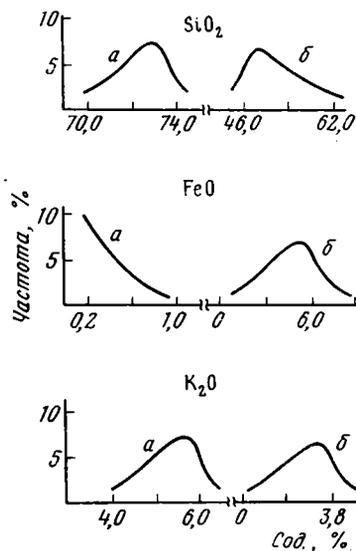


Рис. 1

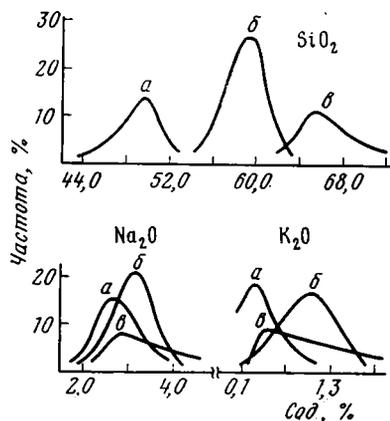


Рис. 2

Рис. 1. Кривые распределения содержаний SiO_2 , FeO и K_2O в гранито-гнейсах (а) и сопряженных с ними базификатах (б) Мурзинско-Адуйского мигматитового комплекса на Урале. Химанализы В. Л. Полякова и С. Г. Паняка (1976)

Рис. 2. Кривые распределения содержаний SiO_2 , Na_2O и K_2O в продуктах вулканизма андезитовой серии Курильских островов: а — базальтоиды, б — андезиты, в — дациты. Химанализы Б. Н. Пискунова (1975)

все более молодые по мере удаления от первичного ядра. Иногда, правда, такая стройная картина нарушается, тем не менее высказанные представления перешли в разряд классических. Структура древних ядер, как правило, срезается окаймляющими их складчатыми поясами. Такое соотношение структур древних платформ объясняется сменой нуклеарного, по Е. В. Павловскому (1962), тектонического режима земной коры, когда формировались древние гранитизированные ядра (протоплатформы), на геосинклинальный режим более поздних эпох.

Надо отметить, что локальное проявление первичных эндогенных коробразующих процессов и в этом случае пока еще не нашло обоснования. Сторонники нуклеарной гипотезы происхождения «гранитного слоя» подчеркивают отсутствие какой-либо закономерности в расположении гранито-гнейсовых куполов в кристаллических щитах континентов, не называя структурного или какого-либо другого фактора, контролирующего их возникновение.

Упомянутые взаимоотношения древних ядер, характеризующихся широким распространением брахиформных структур и линейных под-

вижных поясов, отчетливо свидетельствуют о наложенности последних. При ближайшем рассмотрении оказывается, что разновозрастные подвижные пояса не столько окаймляют, сколько расчленяют платформы, занимая в подавляющем большинстве случаев интеркратонное положение и представляя собой результат деструкции и последующего «заклиивления» внутриконтинентальных швов. Это подтверждается обычным наличием внутри подвижных поясов древних срединных масс «микроконтинентов». В этом отношении даже Тихоокеанский подвижной пояс, носящий перикратонный характер, не представляет исключения. Участки с древней континентальной корой известны здесь на западной его ветви в островных дугах и поднятиях среди окраинных морей (комплексы Хида, Риоке, Абакума в Японии, поднятие Ямато в Японском море), а в восточной ветви — участки развития древней континентальной коры в Андах. Таким образом, гораздо отчетливее констатируется деструкция древних крупных континентов и суперконтинентов с последующим заклинением швов геосинклинальными образованиями, чем разрастание изначально мелких ядер.

Второе альтернативное решение проблемы пространственного распространения первичного «гранитного слоя» — предположение о субсинхронном повсеместном его развитии — открывает широкие возможности для привлечения гипотез о дифференциации протопланетного вещества, специфике термодинамического режима ранних стадий развития планеты, а также снимает затруднения, связанные с поисками региональных долгоживущих структур, контролировавших возникновение в результате эндогенных процессов геологического тела, имеющего форму горизонтально залегающего «листа» (соотношение мощности «гранитного слоя» и его площади в пределах каждого континента составляет около $1 : 10^6$). Вместе с тем при таком допущении возникает необходимость объяснения локального исчезновения древнего «гранитного слоя» в весьма существенных масштабах — около 60% первоначального объема.

Здесь можно найти несколько вариантов объяснения, к числу которых относятся: базификация (океанизация) континентальной коры, тектоническое сдвигание, сгруживание «гранитного слоя» и, наконец, фрагментарность гранитной оболочки является одним из отправных пунктов гипотезы расширяющейся Земли.

Хотя механизм базификации во многом еще не ясен, исчезновение «гранитного слоя» — океанизация коры по крайней мере в геофизическом смысле установлена в ряде регионов, примером которых могут служить Южно-Каспийская, отчасти Черноморская, Южно-Охотская и другие впадины.

Тектоническое сгруживание континентальной коры наиболее широко и эффективно проявлено в Гималаях. Очевидно, механическое сдвигание «гранитного слоя» имело место в горных сооружениях Андийской системы и других подобных подвижных поясах. Имеются, в частности, данные об увеличении мощности «гранитного слоя» в результате поддвига со стороны Восточно-Европейской платформы в пределах Уральской геосинклинали (Плюснин, 1971; Перфильев, 1977).

Гипотеза расширяющейся Земли не только объясняет локальную распространенность континентальной коры ее «расползанием», но это обстоятельство рассматривается некоторыми исследователями как один из существенных аргументов в ее пользу. Упомянутая гипотеза легко истолковывает геометрическое подобие границ континентов, снимает затруднения, связанных с определением поверхности, по которой происходит глобальное скольжение литосферных плит, находит связь геологических процессов с некоторыми физическими и космическими явлениями. Модификация гипотезы, предусматривающая периодическое пульсационное чередование увеличения и уменьшения объема планеты, объясняет

наличие зон интенсивного сжатия и некоторые другие факты, однако пока еще далеко не все затруднения эта гипотеза может преодолеть.

В отличие от первичной гранитной оболочки литосферы, распространенной на огромных территориях древних континентальных платформ, вторичный «гранитный слой» имеет локальное развитие, и возникновение его, очевидно, должно контролироваться определенными тектоническими зонами.

Некоторые исследователи полагают, что область формирования молодой континентальной коры могут служить окраинные моря типа Японского (Mitchell, Reading, 1969). Высокое значение теплового потока, достигающее в этих областях $2,9-3,2$ $\text{мккал/см}^2 \text{сек}$ служат основанием для предположения, что если мощность осадочной толщи достигнет здесь $12-14$ км , то при давлении более $3,5$ кбар и температуре порядка 650°C в основании этой толщи должно начаться образование гранитного расплава. С началом плавления начнется смятие осадочной толщи и образование складчатого пояса, содержащего граниты в области прежней максимальной аккумуляции осадков.

Современная кора Японского моря, где в определенной мере имеются упомянутые благоприятные для гранитообразования условия, не содержит «гранитного слоя» (кроме поднятия Ямато, в пределах которого, кстати, тепловой поток имеет минимальную величину). Хотя мощность осадков здесь не достигает упомянутых выше значений, можно было бы полагать, что гранитообразование в этой области начнется в связи со сжатием, которое должно сопровождать завершение эволюции бассейна (по представлениям Митчелла и Ридинга — через $100-250$ млн. лет). Но известно, что тепловой поток в зонах сжатия резко уменьшается так, что уровень его оказывается ниже среднего на планете, и главная предпосылка выплавления гранитов — высокая температура, по-видимому, не будет иметь места. И, действительно, в областях завершенной складчатости, в зонах палеорифтинга (например, в Тагило-Магнитогорском прогибе на Урале, в зеленокаменных прогибах Южного Тянь-Шаня и др.) гранитные образования в масштабах, позволяющих рассматривать их в качестве новообразованного гранитного слоя, как правило, отсутствуют.

Второй возможный механизм новообразования «гранитного слоя» в островодужных системах — эволюция вулканизма. Во многих подвижных поясах эмпирически установлена последовательная смена инициального базальтоидного вулканизма «океанической» стадии существенно андезитовым вулканизмом «промежуточной» стадии и, логически продолжая общую направленность этого процесса во времени, можно предполагать все более широкое развитие кислых продуктов вулканической дифференциации, которая так или иначе приведет к возникновению пород анхигранитного состава, завершив формирование коры континентального типа.

Не вдаваясь в сколь-нибудь подробное рассмотрение дискуссионных вопросов генезиса различных расплавов, отметим лишь, что упомянутая гомодромная направленность эволюции вулканизма не может быть объяснена дифференциацией инициальной магмы основного состава. Это очевидно хотя бы потому, что базальтовая котектика характеризуется наиболее низким содержанием SiO_2 по отношению ко всем более или менее широко распространенным вулканитам и продуцировать существенное количество кислых дериватов она не в состоянии. Таким образом, андезитовые серии уже являются генетически самостоятельными и возникновение их возможно лишь при наличии некоторого специфического субстрата. Особенности состава андезитов и прежде всего повышенное содержание в них Al_2O_3 послужило основанием для предположения о наличии в области генерации и путей миграции их «плагноклазсодержащего слоя» существенной мощности (Глубинные ксенолиты..., 1975). Экстракция Al_2O_3 и SiO_2 обычно происходит в условиях высокого окислитель-

ного потенциала, который может быть обусловлен буферными реакциями первично восстановленного флюида с субстратом в условиях длительного термостатирования. Такая термодинамическая ситуация вполне реальна в зонах устойчивого интенсивного сжатия, устанавливающегося в ряде случаев в зонах сочленения континентальной и океанической коры, там, где и развивается андезитовый вулканизм.

Геолого-генетическая позиция вулканитов различных типов может быть дополнительно проконтролирована математическим моделированием геохимических особенностей процессов их формирования. Так, например, андезиты высокоглиноземистой серии Курило-Камчатской дуги характеризуются отчетливо выраженной симметрией кривых распределения порообразующих окислов, свидетельствующей о согласованности его с нормальным законом, в то время как для более основных и кислых продуктов вулканизма — базальтоидов и дацитов — аналогичные кривые обнаруживают ощутимую правостороннюю или левостороннюю асимметрию (рис. 2). Характер кривых интерпретируется нами как показатель геохимической кинетики минералообразования, свидетельствующий об изменении концентрации различных компонентов в ходе кристаллизации расплава или какого-либо другого петрогенетического процесса (Кейльман, Паняк, 1976).

Особенности геохимической кинетики образования пород андезитовой серии не позволяют полагать какой бы то ни было достаточно определенной (например, гомодромной) направленности развития вулканизма этого типа, дополнительно указывая на невозможность образования андезитов за счет дифференциации базальтового расплава.

С другой стороны, характер распределения компонентов в кислых вулканитах не исключает возможности формирования хотя бы незначительной их части в ходе дифференциации расплавов среднего состава. Для мощных же толщ кислых вулканических пород характерны бимодальные кривые¹ распределения главных порообразующих окислов, в частности SiO_2 , что легче всего связать с ремобилизацией древних анхигранитоидных образований.

С особенностями эволюции вулканизма в определенной мере связан вопрос об источнике щелочей и в первую очередь калия. Вообще говоря, щелочные вулканические породы не известны в океанических рифтах², а в континентальных рифтах, наоборот, они исключительно типичны, что наводит на мысль о том, что главным источником щелочей здесь является древний «гранитный слой». С другой стороны, многие исследователи, предполагая прямую зависимость пространственного расположения вулканических очагов от глубины очагов землетрясений, подчеркивают возрастание щелочности вулканитов по мере увеличения глубины возникновения расплава, что находит отражение в латеральной зональности содержания Са, Na, K в продуктах вулканизма в областях сочленения континентальной и океанической коры. В этом отношении интересны данные, приводимые А. Миасиро (1974), который отмечает прямую корреляцию максимальной глубины землетрясений с глубиной желоба, сопровождающего островную дугу, и уменьшения щелочности вулканических образований по мере увеличения глубины того и другого. Так, для вулканитов, содержащих 55% SiO_2 , содержание Na_2O возрастает от 1,5 до 5,0%, а K_2O от 0,5 до 3,0% по мере уменьшения глубины очагов землетрясения от 600—700 до 100—300 км (рис. 3). Приведенные данные в какой-то мере проливают свет на проблему экстракции щелочей из глу-

¹ Бимодальное распределение иногда отмечается также для компонентов единого расплава, входящих в состав минералов двух генераций — порфировых вкрапленников и основной массы.

² Щелочные базальтоиды (до трахитов) известны в верхних частях вулканических островов в океанах, «пьедестал» которых сложен примитивными базальтами. Но увеличение содержания щелочей не сопровождается в этих случаях увеличением количества SiO_2 .

бинных зон вулканических областей, которая, вероятно, имеет достаточно сложный характер. Для рассматриваемой же проблемы важно, что носителями щелочей здесь являются главным образом основные вулканиды и как источник для гранитообразования они могут рассматриваться лишь в качестве промежуточных коллекторов этих элементов, которые, очевидно, не участвуют в создании гранитного слоя в ходе данного геосинклинального цикла.

Ряд исследователей рассматривает в качестве вещественной основы вновь возникающего «гранитного слоя» сгруживающиеся в зоне субдукции океанические осадки. Химизм этих осадков в достаточной мере увязывается с упомянутыми представлениями, но в реальных геологических структурах не удается обнаружить следов такого механизма. В представлении других исследователей (Силлитое, 1974) океанические осадки вдоль зоны Беньофа вовлекаются на значительные глубины и там, пере-

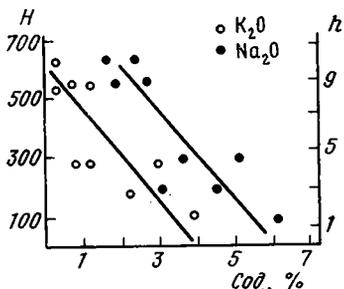


Рис. 3

Рис. 3. Зависимость содержания K_2O и Na_2O в вулканидах от глубины желоба и максимальной глубины землетрясений. По данным А. Миасиро (1974). H — максимальная глубина землетрясений, h — максимальная глубина желоба

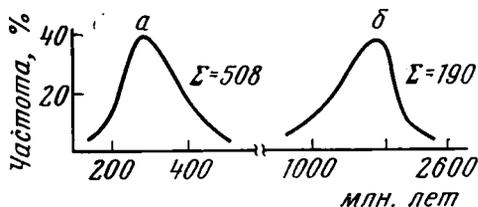


Рис. 4

Рис. 4. Обобщенные кривые распределения значений абсолютного возраста гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. а — Тараташский комплекс, б — Уфалейский, Сысертско-Ильменогорский, Салдинский, Мурзинско-Адуйский и другие комплексы, вместе взятые

плавляясь, дают начало андезитам и более кислым вулканидам. Проверить такую схему невозможно. Однако в этом варианте наиболее кислые эвтектики должны выплавляться на минимальной глубине, а продукты их кристаллизации располагаться на внешней, обращенной к океану стороне основной дуги. Фактически обычно наблюдаются обратные соотношения, что снижает возможность широкого применения упомянутой гипотезы, хотя какой-то вклад в развитие кислого и щелочного вулканизма такой процесс, вероятно, и вносит.

Помимо всего прочего приходится иметь в виду, что проявление кислого вулканизма даже в значительных масштабах само по себе не приводит еще к образованию молодого «гранитного слоя» главное формирующее значение в развитии этого слоя вообще, очевидно, принадлежит процессам метаморфизма, действие которых контролируется определенными пространственно-временными геотектоническими закономерностями (Глебовицкий и др., 1977; Кейльман и др., 1976).

Геолого-геофизические исследования показали, что гранитный слой в подвижных областях неоген представлен главным образом сложными гнейсово-мигматитовыми комплексами, в состав которых входит ремобилизованный субстрат древнего сиалического фундамента, претерпевший глубокие преобразования, и гранитизированные породы геосинклинальных серий верхних структурных этажей (Кейльман, 1974). Реже это тектонические отторженцы относительно слабоизмененных пород кристаллического цоколя срединных массивов, не сопровождающиеся метаморфическим преобразованием окружающих геосинклинальных толщ.

К числу образований первого типа на Урале, например, относятся Уфалейский, Салдинский, Мурзинско-Адуйский, Сысертско-Ильменогорский и другие гнейсово-мигматитовые комплексы. Единственным примером второго типа в этом подвижном поясе является Тараташский массив (Паняк и др., 1975). Различие тектоно-метаморфической эволюции комплексов обоих типов наглядно отражается в их радиогеохронологической характеристике (рис. 4). Для кривых распределения абсолютного возраста пород гнейсовых комплексов первого типа устанавливается аппроксимация логнормальным законом. Для сохранивших свой первоначальный облик и лишь частично «омоложенных» пород Тараташского метаморфического комплекса, наоборот, кривые распределения абсолютного возраста обладают противоположной асимметрией, т. е. могут аппроксимироваться g -нормальным законом или распределением типа $1 = \lambda$, представляющим собой зеркальное отображение логнормального.

Гнейсово-мигматитовые комплексы обнажаются в пределах наиболее крупных положительных структур подвижных областей. Внешней границей их в общем случае является фронт гранитизации, сопровождающий метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, охватывающий геосинклинальные образования, примыкающие к гнейсовому диапириду. Последний представляет собой блок древнего кристаллического фундамента, претерпевший мобилизацию и положительное субвертикальное перемещение в пластическом состоянии. В этом блоке — гнейсовом ядре при его перемещении также происходит интенсивная гранитизация, завершающаяся анатексисом, реоморфизмом и палингенезом, приводящим к формированию в определенной структурной обстановке крупных гранитоидных массивов. Таким образом, в процессе длительной и многоэтапной эволюции гнейсово-мигматитовых комплексов происходит наращивание вверх и некоторое (до 1—2 км) разрастание по латерали древнего «гранитного слоя» отчасти за счет его ремобилизации и, с другой стороны, за счет гранитизации более молодых геосинклинальных образований, вмещающих отторженцы древнего «гранитного слоя», возникших при рифтинге в виде «микро»- и «криптоконтинентов».

Резюмируя изложенное, отметим некоторые основные положения.

1. Образование первичного «гранитного слоя» и его новообразование как результат геосинклинального процесса — явления принципиально различные.

2. Предположение о повсеместном образовании первичного «гранитного слоя» увязывается с большим количеством фактов, чем о его локальном развитии. По сути, эти представления могут оказаться элементарными: наиболее ранние процессы раскисления протокоры имели планетарное распространение, а после того, как тектонические движения приобрели достаточно контрастный характер, эволюции «гранитного слоя» контролировалась локализованными факторами.

3. Дифференциация вещества на аккреционной стадии развития Земли в формировании «гранитного слоя» заметной роли не играла.

4. Денудация и осадконакопление, очевидно, имели существенное значение в образовании первичного «гранитного слоя», обуславливая в некоторой мере геохимическую специализацию внешней оболочки планеты и, с другой стороны, создавая латерально распространенную зону повышенного градиента теплопроводности, способствующего локализации метаморфических и метасоматических процессов.

5. Метаморфизм и ультраметаморфизм в конечном итоге определили облик, состав и структуру основной массы пород, слагающих «гранитный слой». Магматические процессы в формировании первичного «гранитного слоя» имели второстепенное значение.

6. Изучение баланса вещества при гранитизации в сочетании с некоторыми теоретическими разработками, касающимися зависимости петро-

генетических процессов от режима Eh и pH в мобилизате указывает на то, что глубинное выщелачивание могло служить одним из ведущих факторов в формировании первичной континентальной коры.

7. Вторичный «гранитный слой», окончательное формирование которого происходит на поздних стадиях геосинклинального процесса, контролируется локальными тектоническими структурами.

8. Определенную роль в перераспределении сиалического материала в преобразующейся коре принадлежит вулканическим процессам. Однако лишь незначительная доля кислых вулканитов представляет продукт дифференциации основных расплавов. Несколько большее значение имеет материал, заимствуемый при вулканизме из древнего «гранитного слоя».

9. Совокупность геологических данных позволяет полагать, что автохтонный (за счет гранитизации океанической коры) и аллохтонный в широком понимании (за счет древнего сиалического фундамента) механизмы формирования вторичного «гранитного слоя» не сопоставимы по масштабам и значимости и не альтернативны по своей сути.

10. Ведущая роль при «гранитизации» коры в ходе геосинклинального процесса принадлежит мобилизации отторженцев первичного «гранитного слоя». Сложная эволюция гнейсово-мигматитовых комплексов в подвижных поясах неогена приводит к наращиванию этих отторженцев в верхнем полупространстве и гомогенизации гранитного материала в мигматитовых ядрах.

11. По-видимому, кроме гранитофильных компонентов, заимствуемых при сиалическом плутонометаморфизме из преобразующихся осадков и древнего «гранитного слоя», часть их поступает из глубин, но по отношению к базитовым и ультрабазитовым дериватам, проникающим в формирующуюся кору, количество этого материала несоизмеримо мало.

Литература

- Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Глебовицкий В. А., Друзова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Седова И. С., Милькевич Р. И., Савельева Т. Е. Цикличность и общая направленность в развитии метаморфических процессов в фундаменте древних платформ и подвижных поясов неогена.— В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1977.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Кейльман Г. А. Мигмативные комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.
- Кейльман Г. А., Болтыров В. Б., Паняк С. Г. Геотермический и тектонический режим регионального метаморфизма в подвижных областях.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.
- Кейльман Г. А., Паняк С. Г. Математические методы метасоматических процессов и их геологическая интерпретация. Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 1.
- Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М., «Наука», 1975.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.
- Миасиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в докембри.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Паняк С. Г., Гревцова А. П., Глушкова Г. А., Долгаль Л. С. Радиологическая история Тараташского гнейсового комплекса.— В сб.: Геология метаморфических комплексов Урала, ч. IV. Свердловск, Изд-во Свердл. горн. ин-та, 1975.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлизингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника. 1976, № 5.
- Перфильев А. С. Формирование континентальной коры и металлогения.— Геотектоника. 1977, № 5.

- Пискунов Б. Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. М., «Наука», 1975.
- Поляков В. Л., Паняк С. Г.* Процессы гранитизации в Мурзинском мигматитовом комплексе.— В сб.: Геология метаморфических комплексов Урала, ч. V. Свердловск, Изд-во УПИ, 1976.
- Плюснин К. П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, Изд-во Пермск. ун-та, 1971.
- Семененко Н. П.* Континентальная кора. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Силлитое Р.* Связь металлогенических провинций Запада американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.
- Соботович Э. В., Рудник В. А.* Космогонические аспекты формирования Земли.— В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики, вып. 1. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Тихомиров В. В.* К вопросу о развитии земной коры и природа гранита.— Изд. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 8.
- Фролова Н. В.* О наиболее древних осадочных породах Земли.— Природа, 1950, № 9.
- Фурмарье П.* Проблемы дрейфа континентов. М., «Мир», 1971.
- Dana I. D.* On the plan of development in the geological history of North America.— Amer. J. Sci., 1856, v. 22.
- Mitchell A. H., Reading H. G.* Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.— J. Geol., 1969, v. 77, No. 6.
- Gill J. E.* Original crust in the Canada shield area.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, No. 62 (2).
- Umbgrove Y. M. J.* On the origin of continents and ocean floors.— J. Geol. 1946, No. 54.

Свердловский горный институт
им. В. В. Вахрушева

Статья поступила
3 февраля 1978 г.

УДК 551.242.22(571.66)

В. И. ШУЛЬДИНЕР, С. В. ВЫСОЦКИЙ, А. И. ХАНЧУК

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ КАМЧАТКИ: СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ

Фундамент Камчатки характеризуется блоковым строением и образован кристаллическими комплексами двух контрастных типов: гнейсо-гранитового и сланце-базитового. Гнейсо-гранитовые блоки имеют типичное для континентальной коры строение, тогда как сланце-базитовые по составу аналогичны океанической коре, но отличаются от нее большей мощностью и высокой степенью консолидации. Сланце-базитовый фундамент сформировался путем накопления на древнем (допалеозойском) океаническом ложе эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений, внедрения плутонических пород основного и ультраосновного состава и консолидации всего комплекса в процессе складчатости; это привело к некоторому наращиванию континента за счет приращения к нему новообразованной коры мафического типа. В позднем кайнозое, однако, процесс формирования зоны Беньофа обусловил растяжение литосферы в тылу зоны и как следствие утонение и деструкцию континентальной коры. Лишь вблизи выхода зоны Беньофа сохранились крупные континентальные блоки (как гнейсо-гранитового, так и сланце-базитового типов), образовавшие островную дугу. Предложенная модель эволюции объясняет блоковое строение фундамента Камчатки и присутствие блоков древней континентальной коры в удалении от континента.

Полуостров Камчатка расположен на южном окончании Корякско-Камчатской складчатой области, структура которой оформилась в конце мезозоя — начале кайнозоя, а затем в пределах полуострова была существенно модифицирована благодаря наложению четвертичных вулканических поясов. На территории Камчатки обнажаются породы позднемелового (мелового, а местами, возможно, и позднерусского) и кайнозойского возраста, и лишь в нескольких пунктах известны более древние образования. Самый крупный их выход приурочен к южной части Срединного хребта; в других районах — в Ганальском хребте, на Хавывенской возвышенности, на северо-восточном побережье Камчатки — выступы домеловых пород занимают незначительные площади. Состав домеловых пород разнообразен и сильно меняется от места к месту.

Срединно-Камчатский выступ домеловых пород имеет наиболее сложное строение. Согласно имеющимся данным (Геология СССР, 1964; Лебедев и др., 1970; Марков, 1975; Марченко, 1975) этот выступ представляет собой вытянутый в меридиональном направлении свод, охваченный единым метаморфическим ореолом, степень метаморфизма в котором постепенно нарастает от краев к центру. Это привело М. М. Лебедева (Лебедев и др., 1970) к выводу о позднемеловом возрасте метаморфизма, поскольку краевые зоны ореола наложены на верхнемеловые отложения и поскольку связанные с метаморфическим ореолом гранитные массивы в центральных частях Срединного хребта также имеют позднемеловую возраст.

В то же время наличие крупных дометаморфических несогласий внутри метаморфического комплекса свидетельствует о его многоярусности и о принадлежности нижних ярусов к домеловым образованиям. Одно из таких несогласий со всей очевидностью установлено С. М. Синицей

(Смирнов, Сеница, 1975) в основании меловых отложений в бассейне р. Коль. В некоторых пунктах выявлены богатые и хорошо сохранившиеся споровые комплексы палеозоя (Сиверцева, Смирнова, 1974; Сиверцева, 1975), что также говорит о домеловом возрасте части отложений в Срединном хребте. Домеловыми являются и многие граниты Срединного хребта, что устанавливается как по трансгрессивному налеганию на них меловых отложений (Смирнов, Сеница, 1975), так и по радиохронометрическим данным: некоторые реликтовые датировки гранитов достигают 250 млн. лет (Марков, 1975).

Более древние несогласия проходят внутри сильнометаморфизованных отложений, что затрудняет их идентификацию. Важным свидетельством в пользу их существования является, однако, полиметаморфический характер преобразований наиболее древних толщ. Это обстоятельство отмечалось, в частности, Ю. А. Альбовым и А. Ф. Шпагиным (Марков, 1975), а затем М. М. Лебедевым (Кутыев и др., 1976), специально подчеркнувшим полиметаморфический характер гнейсов на севере Срединно-Камчатского свода. Среди обнаруженных здесь метаморфических ассоциаций названа, например, такая: биотит-гранат (88) — силлиманит-гиперстен (47) — кордиерит (25) — кварц (в скобках железистость минералов); данный список отличается необычно большим количеством фемических минералов и их необычно высокой железистостью в присутствии силлиманита и гиперстена одновременно, так что это, видимо, неравновесная ассоциация, возникшая в результате диафореза весьма высокотемпературной (гранулитовой?) метаморфической породы. Все сказанное дает основание полагать, что в составе домелового выступа присутствуют по меньшей мере две разновозрастные серии. Граница между ними, к сожалению, не ясна. К более древней колпаковской серии с достаточной уверенностью могут быть отнесены лишь наиболее глубоко и неоднократно метаморфизованные отложения; это отличает ее от более молодой прогрессивно и зонально метаморфизованной малкинской серии.

Разрез малкинской серии может быть представлен как четырехчленный. К низам серии следует отнести метапелитовую свиту, описанную В. П. Мокроусовым под названием шихтинской (Геология СССР, 1964). Она перекрыта метавулканитами андриановской свиты, а затем метапелитами хейванской. Разрез венчается метавулканогенной химкинской свитой (Смирнов, Марченко, 1976). Нижнюю часть разреза (шихтинскую и андриановскую свиты или только шихтинскую) выделяли в самостоятельную серию на основании предполагавшихся в их кровле несогласий. Наблюдения А. И. Ханчука в бассейнах рек Дукук, Немтик и Лунтос показали, что этим предположениям противоречат параллелизм контактов и наличие постепенных, осуществляемых через переслаивание переходов между названными свитами. Возможно, описанные некоторыми геологами несогласия действительно существуют, но имеют локальный характер, так что достаточных оснований для разделения разреза на разные серии нет. Общая мощность серии составляет 5—5,5 км. Метаморфизм меняется от амфиболитовой (биотитовые, мусковитовые, силлиманитовые, кианитовые, ставролитовые, роговообманковые гнейсы и сланцы, амфиболиты) до зеленосланцевой фации (филлиты и зеленые сланцы); метаморфические и стратиграфические границы не совпадают.

В средней части серии (хейванская свита) обнаружен уже упоминавшийся представительный комплекс спор девонского возраста, тогда как в верхах серии известны пермские и более молодые споры, присутствующие, однако, в небольшом количестве экземпляров. В целом малкинскую серию в рассматриваемом объеме относят к среднему — верхнему палеозою (Смирнов, Марченко, 1976), но, надо признать, позднепалеозойский возраст ее верхов обоснован недостаточно. Соответственно возраст колпаковской серии может быть определен как досреднепалеозой-

ский, отчасти, возможно, как докембрийский. К сожалению, этот вывод пока не подтвержден радиохронметрическими данными. Довольно большое число определений сделано К—Аг-методом, и их результаты дают значительный разброс: от 314—250 до 70 млн. лет и менее, что отражает разные уровни потерь радиогенного аргона в процессе метаморфических изменений древних пород.

Охарактеризованные метаморфические породы обрамлены по краям свода меловыми отложениями. Последние образуют сложно построенный эвгеосинклинальный комплекс большой мощности (несколько тысяч метров), характерным компонентом которого являются вулканиты основного состава.

Ганальский выступ домеловых пород во многом отличается от Срединно-Камчатского. Здесь, как и вообще в восточных районах полуострова, меловой метаморфизм проявлен слабо, благодаря чему соотношения слагающих выступ комплексов не затушеваны и легче поддаются расшифровке.

Ганальский выступ имеет сравнительно небольшие размеры и состоит из двух разнородных блоков (Герман и др., 1976). Южный блок сложен древними породами ганальской серии — кристаллическими сланцами основного состава, которым подчинены глиноземистые сланцы и гнейсы, кварциты и мраморы. Их общая мощность свыше 2,5—3 км. Основные сланцы представлены амфиболитами, куммингтонитовыми и клинопироксеновыми сланцами, глиноземистые — биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовыми или кианит-ставролитовыми сланцами. Ганальская серия содержит крупный Юрчикский габбро-норитовый массив и ряд более мелких штоков плагиогранитов. Юрчикский массив окружен ореолом роговиков; местами же у контакта с габбро-норитами встречаются и гранулиты. Происхождение последних не вполне ясно; трудность интерпретации заключается в том, что они, с одной стороны, имеют признаки глубинных регионально метаморфизованных пород гранулитовой фации (парагенезис высокомагнезиальных граната, кордиерита, гиперстена и биотита с плагиоклазом и кварцем), а с другой — признаки контактовых образований, поскольку наблюдаются в виде мелких выходов в непосредственной близости от габбро-норитов.

Недавние исследования А. И. Ханчука показали, однако, что гранулиты, возможно, имели значительно более широкое распространение, но не распознаются из-за интенсивного диафтореза. Установлено, что свойственный ганальской серии метаморфизм амфиболитовой фации наложен и на гранулиты, и на габброиды Юрчикского массива. В соответствии с этими данными вопрос о происхождении гранулитов может быть сформулирован в виде альтернативы: либо гранулиты совместно с залегающим в них Юрчикским массивом представляют собой блок гранулитового фундамента, подстилавшего ганальскую серию и претерпевшего диафторез одновременно с прогрессивным метаморфизмом ганальской серии (Герман, 1975), либо гранулиты — сохранившиеся от диафтореза реликты пород той же ганальской серии, испытавшей первоначально гранулитовый метаморфизм (на всей площади или в отдельных зонах).

Северный блок Ганальского выступа сложен породами стеновой серии. Это преимущественно вулканические образования — эффузивы, туфы, лавобрекчии, в низах разреза кислые, в верхней половине — основные; им подчинены филлиты, кианитовые кварциты и другие терригенные породы. Многочисленны субвулканические тела (интрузивные залежи, дайки, штоки) как кислого, так и основного состава. Общая мощность стеновой серии более 3000 м. Серия подверглась региональному зональному метаморфизму. На большей части блока породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, но к югу метаморфизм усиливается до уровня эпидот-амфиболитовой фации. При этом метаморфизм «стеновой фазы» оказывается наложенным и на породы южного блока, где

ганальская серия и залегающие в ней интрузии были ранее метаморфизованы в амфиболитовой фации. Соответственно в южном блоке фиксируются и наложенные складчатые дислокации, пересекающие древнюю ганальскую структуру, но конформные по отношению к складкам стеновой серии и, очевидно, синхронные с ними.

Ганальский выступ, как и Срединно-Камчатский, обрамлен эвгеосинклинальными отложениями мелового возраста. Метаморфизм последних здесь, по-видимому, не превышает пренит-пумпеллитовой фации (зеленокаменное перерождение). Метаморфические зоны Ганальского выступа в обрамляющие его меловые толщи не проходят, так что на контакте с последними, по наблюдениям И. А. Сидорчука, Л. Л. Германа (1968) и нашим, имеется резкий скачок в уровне метаморфизма. Это указывает на домеловой возраст метаморфизма Ганальского выступа. Возраст стеновой серии определялся Rb—Sr-методом по слабо измененному плагиогранит-порфиру из центральной части сравнительно крупного субвулканического штока, залегающего в кислых метавулканитах. Полученная цифра — 487 млн. лет — соответствует началу ордовика. Разумеется, это верхний возрастной предел серии, так как метаморфизм мог привести к частичной потере радиогенного стронция. Возможно, что она сопоставляется с некоторыми метаморфическими толщами Корякского нагорья, например с ваежской серией, которая древнее неметаморфизованных отложений — фаунистически охарактеризованного силура (Цветков, Невретдинов, 1973), а также с досреднедевонскими метавулканитами Пенжинского хребта (Добрецов, 1974). Возраст же достенowych пород Ганальского выступа — кристаллических сланцев и гнейсов Ганальской серии, габбро-норитов Юрчикского массива, а также гранулитов — исходя из изложенных геологических данных может быть с достаточной определенностью принят докембрийским. Строение и происхождение гранулитовых выступов недостаточно определены, чтобы параллелизовать их с подобными образованиями в прилежащих районах континента, но все же следует иметь в виду, что породы гранулитовой фации повсеместно, и в том числе в обрамлении Тихого океана, имеют достаточно древний возраст — как правило, не моложе среднедокембрийского (Гранулитовая фация..., 1972; Шульдинер, 1973).

Хавывенский выступ домеловых образований сложен монотонной толщей зеленых сланцев и микрокварцитов, содержащих интрузии базитов и гипербазитов (Марченко и др., 1973; Мельникова, 1976). Породы более или менее равномерно метаморфизованы в фациях зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов и содержат амфибол, эпидот, хлорит, биотит, мусковит, альбит и кварц, иногда в виде небольшой примеси гранат. Существенно кварцевые породы приурочены в основном к верхам разреза. Иногда встречаются реликты крупнозернистых, но сильно рассланцованных пород гранитного состава, трактуемых как диафторированные гнейсы, но, может быть, они образовались за счет субвулканических гранитоидов, как это имело место в стеновой серии. Вообще хавывенские образования очень похожи на стеновую серию. Велико также сходство с упоминавшимися метаморфическими толщами Корякского и Пенжинского хребтов; оно наталкивает на мысль, что эти образования могут быть одновозрастными и относиться к позднему докембрию — раннему палеозою. Эта мысль подтверждается отсутствием установленных более молодых проявлений высоко- и среднетемпературного регионального метаморфизма как на Восточной Камчатке, так и в Корякии, где разрез палеозоя и мезозоя гораздо более полный.

На северо-восточном побережье Камчатки известно несколько небольших выходов домеловых образований. На п-ове Камчатского Мыса они подробно описаны М. С. Марковым (1975), который отнес к домеловому фундаменту стратифицирующийся, по его мнению, разрез, включающий разнообразные гипербазиты, габброиды, базальты и диабазы.

Вопрос о возрасте перечисленных пород остро дискусионен, и мнение М. С. Маркова оспаривается (Шапиро, 1976). Однако в домеловом возрасте некоторых пород Камчатского Мыса сомневаться не приходится, к ним, в частности, относятся метаморфические сланцы района, слагающие, по Б. К. Долматову (1972), сравнительно небольшие блоки среди меловых вулканитов. Это амфиболиты, часть гранатовые, эпидотовые амфиболиты, зеленые сланцы, глаукофановые сланцы; кроме того, по данным того же автора, домеловой возраст имеют некоторые массивы габбро и габбро-норитов.

Подобные образования известны и на о. Карагинском (Мельникова, Долматов, 1973). На п-ове Озерном также выделяют домеловые метаморфические породы, среди которых описаны такие высокотемпературные разности, как гранатовые амфиболиты и гранат-клинопироксеновые кварциты (Герман, Мельникова, 1975).

О возрасте пород домелового фундамента северо-восточного побережья Камчатки можно было бы высказать те же суждения, что и в отношении метаморфических образований Хавывенской возвышенности. Но на побережье помимо метаморфических пород к фундаменту относятся также крупные тела габброидов и гипербазитов, многочисленные дайки диабазов и, судя по упоминавшимся данным М. С. Маркова, некоторые слабометаморфизованные базальты. Все это указывает на возможную гетерогенность описанных выступов фундамента, в составе которых присутствуют скорее всего разновозрастные породы.

Типизация комплексов фундамента и их распространение. Приведенный краткий обзор показывает, что в основании меловых отложений Камчатки залегают кристаллические — метаморфические и изверженные — образования, которые слагают комплексы двух контрастных типов. Первый тип, гнейсо-гранитовый, представлен в Срединном хребте, где в составе фундамента преобладают кристаллические породы кислого состава: различные гнейсы, слюдяные и глиноземистые кристаллические сланцы и гранитоиды. Вторым тип, сланце-базитовый, развит в ряде восточных районов Камчатки, где распространены метавулканические и плутонические породы основного состава и отсутствуют гранитоиды. Кристаллические комплексы Ганальского хребта, хотя в них преобладают основные породы, должны быть отнесены к гнейсо-гранитовому типу: наличие гнейсов и кислых изверженных пород сближает

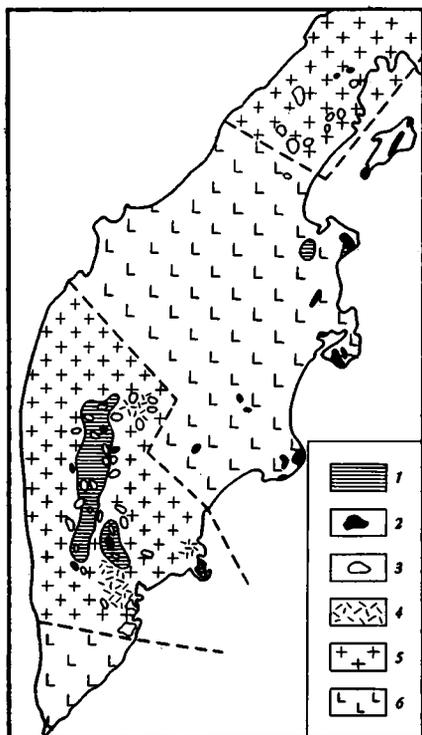


Рис. 1. Строение домелового фундамента Камчатки

1 — выступы фундамента на поверхности; 2 — интрузии основного и ультраосновного состава; 3 — интрузии кислого состава; 4 — районы широкого развития кислых вулканитов; 5—6 — предполагаемое распространение гнейсо-гранитового (5) и сланце-базитового (6) фундамента

их с образованиями Срединного хребта.

Выходы гнейсо-гранитового фундамента и прилегающие к ним районы, в том числе и район Ганальского хребта, отличаются широким развитием молодых (позднемеловых и кайнозойских) кислых магматических пород — гранитоидов и риолитов, а также присутствием в вулкани-

ческих выбросах ксенолитов кислых кристаллических пород — гнейсов и гранитоидов. В районах распространения выходов сланце-базитового фундамента продукты кислого магматизма не встречаются или встречаются редко и в незначительных объемах. Кислые породы здесь отсутствуют и среди ксенолитов из выбросов вулканов. Эти данные могут служить для суждения о составе фундамента в районах, где он на поверхности не обнажается. Составленная на этой основе карта фундамента Камчатки (рис. 1) показывает наличие крупного гнейсо-гранитового блока в центральной и юго-западной частях полуострова. Приблизительно в тех же границах этот блок был выделен в качестве жесткой структуры Э. Н. Эрлихом (1973); мы будем именовать его Центрально-Камчатским. Остальная территория полуострова (возможно, за исключением небольшого гнейсо-гранитового блока на Камчатском перешейке, где, как и в Центральной Камчатке, широко распространены гранитоиды) подстилается, судя по всему, фундаментом сланце-базитового типа. Главный участок его развития будем называть Восточно-Камчатским блоком.

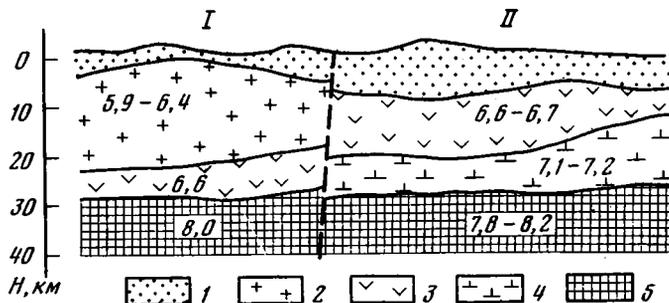


Рис. 2. Сиалический (I) и мафический (II) типы земной коры Камчатки (идеализированный разрез по сейсмическим данным)
1 — вулканогенно-осадочный слой; 2—4 — консолидированная кора: гнейсо-гранитовый (2), сланце-базитовый (3) и гранулитогаббровый (4) петрофизические слои; 5 — верхняя мантия. Цифрами показаны пластовые скорости в км/сек

Положение разнотипных кристаллических комплексов в разрезе земной коры. К решению этой задачи позволили подойти новые данные ГСЗ, полученные группой камчатских и сахалинских геофизиков. Согласно их выводам, консолидированная земная кора Камчатки характеризуется значительной латеральной неоднородностью. Отчасти это связано с изменением физико-химического состояния пород в зонах активного современного вулканизма, но в основном латеральная неоднородность обусловлена разным составом пород, слагающих консолидированную кору (Ермаков и др., 1975; Аносов и др., 1976).

Можно говорить о двух главных типах петрофизических комплексов, выходящих на поверхность (рис. 2). Первый тип в соответствии с данными В. А. Ермакова и его соавторов (1975) представлен породами, в которых пластовые скорости сейсмических волн $V_{пл}$ составляют 5,9—6,4 км/сек. Такой диапазон скоростей имеют гранитоиды, гнейсы и вообще кислые метаморфические породы разных фаций, а также основные сланцы зеленосланцевой и частью эпидот-амфиболитовой фаций. Указанные скорости зафиксированы в слое мощностью примерно 20 км под Срединным и Ганальским хребтами, т. е. как раз там, где перечисленные породы обнажаются и на поверхности. Этот слой, следовательно, может быть отождествлен с гнейсо-гранитовым комплексом фундамента. В нижней части коры пластовые скорости постепенно возрастают до 6,6 км/сек, что говорит о переходе к более основным породам.

Второй петрофизический тип представлен породами с $V_{пл} = 6,6—6,7$ км/сек, которые слагают верхнюю часть консолидированной коры в восточных районах Камчатки. Подобные скорости определяют данный слой как состоящий из метаморфизованных базальтов, граувакк и габброидов с возможной примесью гипербазитов, и именно эти породы, как было показано, образуют сланце-базитовый фундамент Восточно-Камчатского блока. Сланце-базитовый слой, мощность которого достигает 15 км, подстилается породами третьего типа, в которых пластовые скорости составляют 7,1—7,2 км/сек. Эти породы залегают на глубинах до 20—30 км и на поверхность нигде не выходят. Судить о них можно по ксенолитам в выбросах вулканов, подбирая разности с соответствующими физическими свойствами. Такими разностями могут быть основные гранулиты, и пироксеновые и оливиновые габброиды, достаточно типичные для включений в лавах островных дуг (Тимербаева, 1967; Федорченко, Родионова, 1975). Гранулитогаббровый слой имеет мощность около 10 км, которая возрастает в сторону океана (под континентальным склоном).

Итак, отмеченное блоковое строение домелового фундамента Камчатки прослеживается на всю мощность консолидированной коры. Блоки коры характеризуются примерно одинаковой мощностью и одинаковым двуслойным строением, но резко отличаются по составу. Основой блоков первого типа является гнейсо-гранитовый слой. И по составу, и по строению этот тип соответствует типичной континентальной коре. Основу блоков второго типа составляет сланце-базитовый слой, и в этом отношении они приближаются к океанической коре. Однако от последней их отличает значительная мощность, достигающая 30 км. Участки подобного строения, в которых высокоскоростные ($V_{пл} = 6,7—6,8$ км/сек) породы предположительно основного состава слагают консолидированную кору на всю ее мощность, встречаются на континентах лишь изредка и считаются аномальными (Хили, Уоррен, 1972). Они были выявлены в Северной Америке в зонах базальтового вулканизма; мощность коры в них очень велика и может достигать 40—50 км. Это устойчивые, консолидированные зоны: одна из них — область развития серии Кивино на юге Канадского щита — имеет очень древний, позднедокембрийский возраст (Smith et al., 1966). Большая мощность и высокая степень консолидации коры в подобных зонах заставляют рассматривать ее не как океаническую, а как особый тип континентальной коры.

Мы, следовательно, будем различать два типа континентальной коры. Вторым, что оба характеризуются большей мощностью и высокой степенью консолидации, но различаются по составу. Первый, салический тип представлен на большей части своей мощности гнейсо-гранитовым слоем с соответствующими ему сейсмическими скоростями. Второй тип будем называть мафическим; он отличается преобладанием высокоскоростных (6,7—6,8 км/сек) пород сланце-базитового слоя и неразвитостью гнейсо-гранитового.

Происхождение и дочетвертичная эволюция фундамента. Из изложенного ясно, что обособление салического и мафического типов коры определилось уже на очень древнем, раннепалеозойском или докембрийском этапе.

В Центрально-Камчатском блоке, как видно на примере Срединного хребта, разрез домелового салического фундамента характеризуется увеличением основности вверх по вертикали за счет повышения роли основных вулканитов в палеозойских и мезозойских толщах. Роль основных пород в фундаменте возросла также за счет внедрения габброидов, слагающих довольно крупные тела (Марков, 1975; Щека, 1975). С другой стороны, здесь же весьма широко распространены гранитоиды и мигматиты, что обычно рассматривают как признак гранитизации, поокисления состава коры. Возможно, однако, что внедрение гранитоидов в верх-

ние горизонты коры не меняет ее общего вещественного баланса, так как эти гранитоиды могли иметь внутрикоровое происхождение. В самом деле, интенсивный метаморфизм указывает на значительный подъем геозотерм под Срединно-Камчатским выступом, что должно было вызвать плавление в низах метаморфического комплекса и подъем кислых расплавов в верхние горизонты коры (Горбачев и др., 1976).

К выводу о коровом происхождении гранитного материала приводит и тот факт, что кислые магматические породы почти не встречаются или совсем отсутствуют в районах распространения сланце-базитового фундамента. Данное обстоятельство часто объясняют молодостью этих районов, незавершенностью их геосинклинального развития. Однако такое объяснение не вполне удовлетворительно. Верхнемиоценовые и четвертичные отложения на востоке Камчатки образуют самостоятельный орогенный этаж, отделенный от подстилающих геосинклинальных образований резким несогласием и в отличие от них очень слабо дислоцированный (Геология СССР, 1964; Шапиро, 1976). В его составе преобладают континентальные эффузивы и континентальные грубообломочные отложения, которые в совокупности можно рассматривать как вулканогенную молассу. Все это заставляет считать область развития сланце-базитового фундамента на востоке Камчатки достаточно зрелой зоной.

Если же мы обратимся к Корякской зоне, сходной с Восточной Камчаткой по строению фундамента и отсутствию гранитов, но завершившей свое развитие еще раньше — к концу мезозоя, то связь между отсутствием гранитов и недоразвитостью геосинклинальной области покажется еще менее вероятной. Следовательно, неравномерное распространение гранитов обусловлено скорее латеральной неоднородностью состава литосферы. Эта неоднородность, проявленная в разном строении блоков фундамента, достаточно четко фиксируется только на уровне коры, а в подстилающие слои мантии не прослеживается, откуда и происходит вывод о коровом происхождении гранитов.

Перемещение гранитоидов в верхние слои салической коры должно было привести к ее дифференциации, расслоению, и если и повлияло на изменение ее состава в целом, то лишь в сторону повышения основности благодаря эрозии части гранитного материала (Хаин, 1969). Но главным фактором эволюции состава салической коры явился привнос мантийного магматического материала, благодаря чему она на протяжении фанерозойской истории постепенно меняла свой состав в сторону большей основности. В целом это изменение кажется не очень большим, особенно в верхних горизонтах, куда вследствие инверсии плотностей устремлялся кислый материал из более низких горизонтов. Однако в низах коры процесс изменения ее состава мог пойти дальше и привести к заметной дегранитизации. Об этом говорит постепенное нарастание сейсмических скоростей к подошве гнейсо-гранитового блока.

Местами, однако, особенно интенсивное увеличение основности фиксируется и в верхних горизонтах фундамента, как это можно видеть в Ганальском выступе. Здесь еще в докембрии сформировались основные вулканы ганальской серии и габбро-нориты. Позднее, в связи с формированием стеновой серии вновь накопились большие объемы основных пород. Та же картина повторилась и в мелу. В палеозое, мезозое и неогене внедрялись и гранитоиды, но их объемы сравнительно невелики. Тем не менее наличие таких гранитоидов, образовавшихся скорее всего за счет корового материала, так же как и присутствие в низах разреза кислых метаморфических пород, говорит о том, что первоначально кора под Ганальским выступом имела значительно более кислый состав; ее современный мафический облик обусловлен привносом больших объемов основных магм мантийного происхождения и эрозией периодически поднимавшегося вверх легкого кислого материала. В совокупности эти процессы могут быть определены как базификация.

Было бы, однако, преувеличением думать, что Восточно-Камчатский сланце-базитовый блок также образовался путем базификации гнейсо-гранитового фундамента. Даже самые древние из известных здесь комплексов почти не содержат кислого материала, и их формационный облик показывает, что они не содержали его и ранее. Заметных количеств гранитоидов или продуктов их разрушения не появилось здесь и в течение последующей эволюции, выразившейся главным образом в наращивании фемической коры за счет основных и отчасти ультраосновных магматических пород. Можно думать, таким образом, что сланце-базитовый слой Восточно-Камчатского блока сформировался путем накопления мощного эвгеосинклинального комплекса на древнем океаническом основании¹.

Структурная эволюция Камчатки в четвертичном периоде. Главным содержанием этого этапа было, как указывалось, формирование вулканических дуг. Интенсивный андезито-базальтовый вулканизм проявился в связи с формированием рифтогенных структур растяжения; на наличие такой связи указывали многие геологи (Эрлих, 1973; Шеймович, 1976; Милановский и др., 1974), и этот тезис, видимо, не нуждается в дополнительном обосновании. Прилагаемая схема (рис. 3) наглядно его иллюстрирует.

Структуры растяжения особенно сильно проявлены в восточной части полуострова — вдоль Центральной Камчатской депрессии, Восточного вулканического пояса и непосредственно вдоль тихоокеанского побережья, о чем говорит система грабенных, отделяющих восточные полуострова от прилегающей части Камчатки. Такое распределение структур растяжения определенно свидетельствует против тех вариантов тектоники плит, которые связывают образование зоны Беньофа с поддвигом океанической плиты под островную дугу. Напомним и другое противоречие этой гипотезы: образование островодужных андезитов за счет плавления поддвигаемой океанической коры оказывается трудно объяснимым с геохимических позиций и требует предположения об их мантийном источнике (Sinha, Hart, 1972); о мантийном их источнике говорит и отсутствие в выбросах островодужных вулканов обломков эклогитов, которые должны были бы образоваться при погружении базальтового вещества коры. Чтобы снять эти противоречия, приходится отказаться от идеи поддвига океанической плиты под островную дугу. Было бы правильнее допустить нарушение сплошности и фрагментацию движущейся океанической плиты в том месте, где ее пересекает разломная зона Беньофа, и вертикальное погружение образовавшихся обломков под действием нисходящей ветви конвективного течения мантии, уже вне связи с зоной Беньофа.

Расширение как главное проявление тектогенеза в четвертичном периоде характеризует не только Камчатку, но и всю зону перехода от Азиатского материка к океану (Кропоткин, Власов, 1963; Берсенев, 1973; Ротман, 1975). Можно думать, что процессы растяжения в образующих эту зону островных дугах и окраинных морях имеют общую причину, и в последнее время в качестве таковой выдвигают механизм спрединга, аналогичный наблюдаемому в срединно-океанических хребтах (Karig, 1971; Pakham, Falvey, 1971). Однако свойственных срединно-океаниче-

¹ М. С. Марков (1975) предположил, что низы разреза Срединно-Камчатского выступа также представлены сильно гранитизированными толщами океанической коры («меланократового фундамента»), ссылаясь на присутствие в их составе амфиболитов и других основных сланцев. Но, во-первых, основные породы играют в разрезе подчиненную роль; во-вторых, они встречаются не в виде реликтовых пятен, а в четко ограниченных пластовых телах, что говорит о первичной (а не реликтовой) природе этих тел; в-третьих, в разрезе широко распространены апоосадочные глиноземистые сланцы, не свойственные метавулканическим комплексам «меланократового фундамента». В том, что подавляющая масса первичных пород имела здесь кислый состав, сомневаться не приходится.

скому рифту структурных элементов — рифтовых хребтов, сопровождающих их поднятий разуплотненной мантии, симметрично-полосового магнитного поля — здесь не наблюдается, что ставит под сомнение предполагаемую аналогию.

В срединно-океанических хребтах рифтогенез объясняют расползанием коры над мантийным гребнем, протягивающимся под хребтом. В окраинных же областях главным структурным элементом в мантии является зона Беньофа и, возможно, именно с ней следует связывать весь комплекс поверхностных структур этих областей.

Зона Беньофа выступает прежде всего как источник магм (Шейнманн, 1968; Куно, 1970; Тараканов, 1972), поднимающихся к поверхности и образующих интрузии и лавовые покровы. Плавление вдоль зоны Беньофа, вероятно, создает здесь расслоение мантии: ниже фокальной зоны, куда погружается тяжелый тугоплавкий остаток, формируется специфический слой с аномально высокими скоростями сейсмических волн, в самой же зоне проявляется тенденция к разуплотнению вследствие оттока легкоплавкого материала (рис. 4). Эта тенденция должна гаситься латеральным подтоком мантийного материала с тыльной стороны островной дуги. Такой подток может осуществляться за счет истечения вещества астеносферы в зону разгрузки.

В результате маловязкие астеносферные слои мантии будут растекаться в сторону океана, а зажатые между ними более вязкие слои, как и перекрывающая их литосфера, будут под их влиянием испытывать растяжение, которое может реализоваться отчасти за счет релаксации, но главным образом за счет хрупких деформаций с образованием разрывов и с раздавливанием и расползанием вдоль трещин скольжения. Величина растяжения должна суммироваться по мере перехода от нижележащих астеносферных слоев к вышележащим, что, учитывая односторонний характер перемещения, приведет к выполаживанию зоны Беньофа за счет ее отодвигания в сторону океана. Такому отодвиганию могут способствовать уже упоминавшиеся нисходящие движения в мантии, обеспечивающие разуплотнение вещества с океанической стороны зоны Беньофа вследствие его оттока вниз.

Предложенная модель позволяет рассматривать элементы окраинно-материковых структур — глубоководный желоб и зону Беньофа, островную дугу, краевое море и его глубоководную впадину — как единую саморазвивающуюся систему, обладающую определенной автономией. Основой этой системы является зона Беньофа, которая представляет собой зону плавления мантийного субстрата. Эволюция зоны Беньофа ведет к ее выполаживанию и соответственно к миграции глубоководного желоба

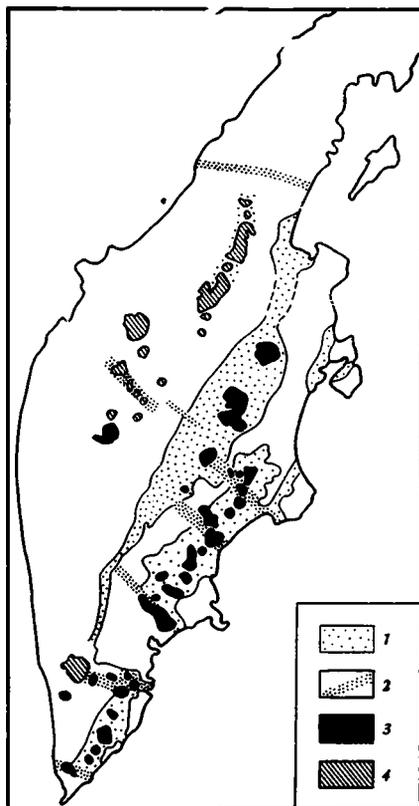


Рис. 3. Четвертичная структура Камчатки

1 — рифтогенные долины, выполненные четвертичными осадочными отложениями; 2 — поперечные структуры растяжения, фиксируемые в рельефе; 3—4 — распространение вулканитов, фиксирующих современные (3) и позднечетвертичные (4) зоны растяжения

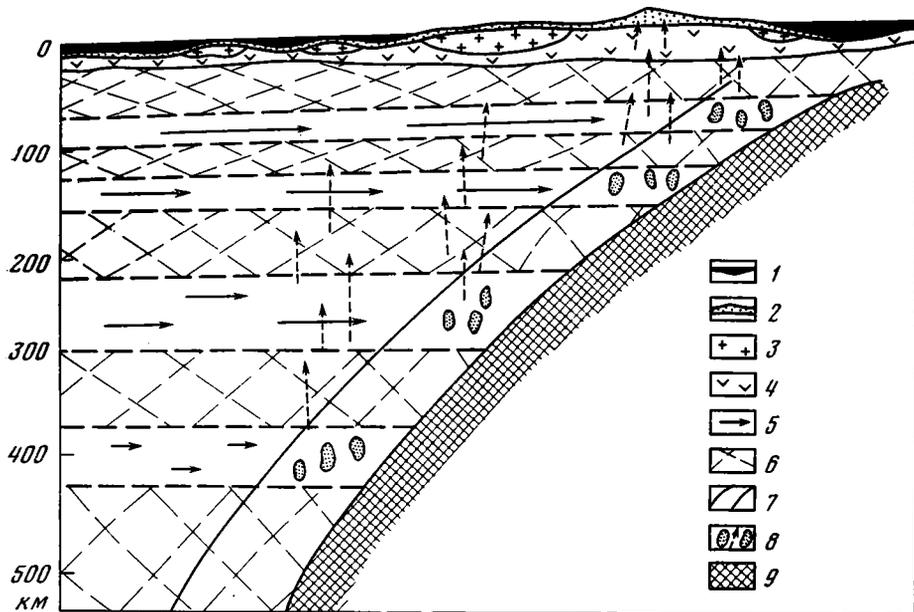


Рис. 4. Идеализированный разрез земной коры и верхней мантии через внутреннее море и островную дугу. Составлен на основе полиастеносферной модели Р. З. Тараканова и Ким Чун Уна (Строение земной коры..., 1976)

1 — водная оболочка; 2 — вулканогенно-осадочный слой; 3 — гнейсо-гранитовый слой консолидированной коры; 4 — сланце-базитовый и гранулитогаббровый слои; 5 — астеносферные слои пониженной скорости сейсмических волн, стрелками показано направление истечения мантийного материала; 6 — слои повышенной скорости, наклон линий соответствует степени раздавливания и растяжения; 7 — зона Бенъофа; 8 — вероятные области магмообразования в зоне Бенъофа и подъем легких компонентов; 9 — зона аномально высоких скоростей сейсмических волн — возможная область накопления тяжелых дифференциатов

и вулканической дуги в сторону океана и общему растяжению поверхности в тылу вулканической дуги. Блоки литосферы, образовавшиеся в процессе ее растаскивания на растекающемся субстрате астеносферы, должны неминуемо утоняться за счет расплющивания под собственной тяжестью, а также за счет эрозии. Это в свою очередь ведет к изостатическому понижению их верхней поверхности и погружению ее под уровень моря, так что в виде относительно приподнятых участков — островов и подводных возвышенностей — могут сохраниться лишь слабо растянутые блоки. Наименьшее растяжение, очевидно, испытывают блоки, примыкающие к выходу зоны Бенъофа, так как здесь растекание вещества подстилающей мантии прекращается. Это обстоятельство может быть причиной сохранности таких крупных блоков континентальной коры, как Камчатка, Япония или Новая Зеландия.

Заключение. В итоге мы можем говорить о том, что эволюция фундамента Камчатки определялась соотношениями двух противоположных тенденций, одна из которых заключалась в наращивании мощности коры за счет накопления вулканогенно-осадочных комплексов и внедрения плутонических пород, вторая — наоборот, в утонении коры путем фрагментации или растяжения, растаскивания образующихся фрагментов и их раздавливания и эрозии. Соотношения этих тенденций менялись во времени и от места к месту, проявляясь неодинаково в блоках разного состава (Родников, Хаин, 1971).

Контрастность состава охарактеризованных в статье блоков фундамента Камчатки определялась на очень раннем этапе; судя по всему, она обусловлена различным составом и строением того субстрата, на котором в раннем палеозое заложились Корякско-Камчатская геосинклиналь.

Можно считать, что гнейсо-гранитовые блоки Камчатки сформировались в результате эволюции докембрийской коры континентального типа, а сланце-базитовые — в основном океанического.

На протяжении палеозоя, мезозоя и раннего кайнозоя, т. е. на собственно геосинклинальном этапе развития коры, преобладала первая тенденция, обусловленная накоплением осадков и вулканитов. Она привела к более значительному наращиванию океанической коры, чем относительно приподнятых участков континентального строения, где накопление шло медленнее, а эрозия — интенсивнее. Поэтому с течением времени первоначальная разница в мощности континентальной и океанической коры сглаживалась. В известной мере выравнялся и их состав. Дело в том, что наращивающий земную кору материал был по составу близок к океанической коре, так что состав последней в процессе эволюции менялся мало, тогда как континентальная кора обогащалась основным компонентом. К этому надо добавить, что гравитационное перераспределение материала в процессе складчатости и метаморфизма вело к обеднению кислым компонентом нижних горизонтов континентальной коры и обогащению верхних и как следствие к избирательной эрозии кислого материала, что также способствовало базификации.

В целом же, несмотря на базификацию гнейсо-гранитового фундамента, фанерозойская дочетвертичная история Камчатки, как и всей Корякско-Камчатской области, ознаменовалась разрастанием континента за счет континентализации допалеозойской океанической коры, что выразилось в превращении ее в мощный складчатый консолидированный слой сланце-базитового состава.

Что касается позднекайнозойского, островодужного этапа развития Камчатки, то в этот период возобладала вторая тенденция, тенденция растяжения, которая в тылу вулканической дуги привела к утонению континентальной коры, погружению ее поверхности под уровень моря и деструкции (фрагментации, растаскивания и базификации) гнейсо-гранитного слоя, а местами к разрывам коры почти на всю ее мощность. В таком примерно виде понимает образование окраинных морей П. Н. Кропоткин (1972), и приведенные выше данные по структурному развитию Камчатки в четвертичное время хорошо согласуются с его представлениями. В целом такой процесс может быть охарактеризован как океанизация.

Этот процесс расширения и океанизации, как указывалось, слабо затронул область самой вулканической дуги. Поэтому здесь сохранились крупные блоки континентальной коры, которые переместились на большее или меньшее расстояние в процессе дрейфа желоба и вулканической дуги. Блоковый характер и неоднородность строения фундамента Камчатки нужно, следовательно, рассматривать как результат неравномерного, дифференциального перемещения участков коры разного состава. Граница коры салического и мафического типов, которая в дочетвертичное время, вероятно, плавно огибала восточную окраину континента, в связи с расширением Охотоморского региона несколько сместилась к востоку, «оторвалась» от континента и приобрела ломаные очертания.

Рассмотренная модель может, таким образом, объяснить существование крупных блоков гнейсо-гранитового фундамента в отрыве от континента, в основании вулканических дуг; в качестве примера таких блоков помимо Камчатки уже назывались Япония и Новая Зеландия. Однако подобные соотношения выявляются далеко не везде, что можно объяснить иным положением зон Беньофа относительно границы континента и океана. Многие современные вулканические дуги выдвинуты далеко в океан; они должны были образоваться на океаническом ложе, а ограниченные ими окраинные моря могут представлять собой отрезанные участки этого ложа (Руженцев и др., 1977). Возможно, что другие вулканические дуги закладывались, наоборот, глубоко внутри континента.

Таковы древние дуги Охотско-Катазнатского вулканического пояса: Охотско-Чукотская, отделившая от континента Корякско-Камчатскую эвгеосинклинальную зону и Тайгоноский сиалический блок кратона; Сихотэ-Алинская, отделившая Японо-Сахалинский континентальный блок, и др. Внутриконтинентальное положение таких дуг, видимо, препятствовало их миграции и соответственно расширению тыльных зон; вместо краевых морей здесь местами образовались лишь сравнительно небольшие впадины.

Все сказанное позволяет заключить, что спорный вопрос о том, какова направленность геологического развития тихоокеанской окраины Азии — разрастание коры континентального типа или, наоборот, ее деструкция и океанизация — не может быть решен однозначно. Видимо, эти процессы в определенной степени уравнивают друг друга: за период с начала фанерозоя граница континентального и океанического сегментов хотя и сместилась в сторону океана, но лишь в небольшой степени и только за счет новообразованной континентальной коры мафического типа, причем это расширение континента в значительной мере компенсировалось океанизацией коры в окраинных морях.

Литература

- Аносов Г. И., Веселов О. В., Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Соинов В. В., Утнасин В. К., Федорченко В. И. Строение и вещественный состав земной коры Центральной Камчатки.— Сов. геология, 1976, № 7.
- Берсенева И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Геология СССР, т. 31, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Герман Л. Л. Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки.— Сов. геология, 1975, № 7.
- Герман Л. Л., Мельникова С. А. Кристаллические сланцы полуострова Озерного.— В сб.: Вопр. магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Герман Л. Л., Шульдинер В. И., Шека С. А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2.
- Горбачев С. З., Бубнов В. Д., Ерешко Э. М., Волков Ю. Ф. Плагиограниты Срединного хребта, их возраст и взаимоотношения с породами метаморфического комплекса Камчатки.— В сб.: Магматизм Сев.-Вост. Азии, ч. 3. Магадан, 1976.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Долматов Б. К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
- Ермаков В. А., Фарберов А. И., Балеста С. Т., Левыкин А. И. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным.— Геол. и геофизика, 1975, № 9.
- Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст.— В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Недра», 1972.
- Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса.— В сб.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окранных континентов и островных дуг.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Кутыев Ф. Ш., Лебедев М. М., Максимовский М. М. О природе вулканотектонической структуры Хангар.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 7.
- Лебедев М. М., Ястремский Ю. М., Гузиев И. С. О природе гранито-гнейсовых куполов Срединной Камчатской метаморфической зоны.— Тр. Сахалинск. компл. научно-иссл. ин-та, 1970, вып. 25.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1975, вып. 268.
- Марченко А. Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки.— В сб.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Марченко А. Ф., Мельникова С. А., Сляднев Б. И. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке.— В сб.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973.
- Мельникова С. А. Интрузии гипербазитов и базитов в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке.— В сб.: Магматизм Сев.-Вост. Азии, ч. 3. Магадан, 1976.

- Мельникова С. А., Долматов Б. К.* К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Карагинского.— В сб.: *Метаморфические комплексы Востока СССР*. Владивосток, 1973.
- Милановский Е. Е., Ермаков В. А., Таракановский А. А.* Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки.— В сб.: *Эволюция вулканизма в истории Земли*. М., 1974.
- Родников А. Г., Хаин В. Е.* Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— *Геотектоника*, 1971, № 3.
- Ротман В. К.* Палеовулканизм островных дуг северо-западной части Тихого океана и некоторые аспекты «новой глобальной тектоники».— *Тр. ВСЕГЕИ*, 1975, т. 234.
- Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялбжеский С. Г.* Краевые моря древних геосинклинальных областей.— *Геотектоника*, 1977, № 5.
- Сиверцева И. А.* О пермской флоре Камчатки.— *Вестн. Ленингр. ун-та*, 1975, № 18.
- Сиверцева И. А., Смирнова А. Н.* О находке палеозойских спор в метаморфизованных отложениях Камчатки.— *Геол. и геофизика*, 1974, № 6.
- Сидорчук И. А., Герман Л. Л.* О взаимоотношениях фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений с метаморфическими образованиями проблематичного возраста (на примере Ганальского хребта).— В сб.: *Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР*. Владивосток, 1968.
- Смирнов А. М., Марченко А. Ф.* Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки.— В сб.: *Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока*. Владивосток, 1976.
- Смирнов А. М., Симица С. М.* О структурных соотношениях верхнемеловых и подстилающих их отложений в Срединном хребте Камчатки.— *Докл. АН СССР*, 1975, т. 222, № 6.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Тараканов Р. З.* Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.— В сб.: *Земная кора островных дуг и дальневосточных морей*. М., «Наука», 1972.
- Тилмербаева К. М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., «Наука», 1967.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Хаин В. Е.* Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.— *Геотектоника*, 1969, № 3.
- Хили Дж. Х., Уоррен Д. Х.* Сейсмическое зондирование в Северной Америке.— В сб.: *Земная кора и верхняя мантия*. М., «Мир», 1972.
- Цветков Л. Д., Неврегдинов Э. Б.* О выделении силурийских и протерозойских (?) отложений на Ваежском поднятии.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 9.
- Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Шеймович В. С.* Кайнозойский базальтовый вулканизм Камчатки как индикатор раздвижения земной коры.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1976, № 11.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шульдинер В. И.* Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Щека С. А.* Околоабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки.— В сб.: *Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока*. Владивосток, 1975.
- Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 11.
- Packham G. H., Falvey D. A.* An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific.— *Tectonophysics*, 1971, v. 11, No. 2.
- Sinha A. K., Hart S. R.* A geochemical test of the subduction hypothesis for generation of island arc magmas.— *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 71, 1972.
- Smith T. J., Steinhart J. S., Aldrich L. T.* Lake Superior crustal structure.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, No. 4.

Дальневосточный
геологический институт
г. Владивосток

Статья поступила
18 июля 1977 г.

УДК 551.242.3(47.12+575.4)

М. Л. КОП П

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОПЕРЕЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН
ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ
(НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА
ЕВРАЗИИ)**

На материале по тектонике и истории развития Южно-Каспийской и других зон поперечных складок делается заключение, что они возникли в результате горизонтального выдавливания геосинклинального комплекса из мест наибольшего сжатия орогенического пояса в менее сжатые его участки. Ставится вопрос о выделении особой генетической группы структур — «структур горизонтального выдавливания».

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Термин «поперечные складчатые зоны» до сих пор неоднозначно трактуется в геологической литературе. В настоящей работе под этим названием рассматриваются только такие складчатые зоны, которые на всем протяжении, или хотя бы в отдельных местах, пересекают основные продольные (параллельные орогеническому поясу) складчатые системы либо торцово к ним причленяются, в результате чего образуется перекрестный структурный план. Весьма характерные представители структур такого рода — Южно-Каспийская, Таджикская и Керченско-Таманская зоны поперечных складок, развитые вдоль северной окраины альпийского пояса Евразии. Они приурочены к крупным новейшим прогибам, иногда разделяющим продолжающие друг друга складчатые сооружения, и сформировались в самые заключительные эпохи альпийского тектогенеза, после миоцена. Секущий характер поперечных складок лучше всего выражен в бортовых частях Южно-Каспийской зоны (Юго-Восточный Кавказ, Северо-Западный Копетдаг) и на юге Таджикской зоны (предгорья Кух-и-Эльбурса); в других местах наблюдается плавная смена простираний.

Гораздо более условно к разряду поперечных структур следует относить отдельные участки дугообразных складчатых систем: хоть некоторые из этих отрезков ориентированы почти строго поперек альпийского орогенического пояса (фланги U-образных дуг Восточного Ирана и Пакистана, меридиональный отрезок Западного Эльбурса вместе с Талышом), во всех случаях переход к продольной ориентировке осуществляется плавно, без пересечения.

Вопрос о происхождении поперечных дислокаций дискутируется давно. Так, генезис их только для одной Южно-Каспийской области объяснялся различными процессами: глиняным диапиризмом (Губкин, 1934), отражением в осадочном чехле разломов фундамента (Амурский и др., 1966), экранирующим влиянием Южно-Каспийского срединного массива (Годин, 1957), общей сменой структурного плана в связи с новообразованием меридионального Каспийского геосинклинального прогиба (Григорьянц, 1968; Рихтер, 1964). Столь же противоречивы мнения относительно генезиса структур Таджикской депрессии.

Многие исследователи считают, что на простирающиеся складчатые зоны оказывают влияние трансорогенные разломы типа Транскавказского или Урало-Оманского (Милановский, 1968; Хаин, 1968). В. Г. Рихтер, подробно рассмотревший особенности строения поперечных складчатых зон Евразии, сделал вывод, что все они приурочены к наложенным грабенообразным прогибам с запаздывающим типом развития. Возникновение же самой складчатости в этих прогибах В. Г. Рихтер связывает с трансформацией вертикальных усилий в горизонтальные около разломов.

Как видим, все приведенные точки зрения предполагают существование двух независимых источников напряжений для продольной и поперечной складчатостей. Тот факт, что одновременное возникновение структур с двумя различными простирающимися невозможно объяснить однонаправленным сжатием, приложенным к геосинклинальному поясу извне, иногда служил аргументом в пользу фиксистских концепций складкообразования.

Другие исследователи развивают представления о ведущей роли горизонтальных усилий в формировании всех сложных неоднородностей структурного плана и о взаимосвязи частных полей напряжений, создающих эти неоднородности. Так, издавна существует традиция объяснять криволинейную форму складчатых систем изгибанием в горизонтальной плоскости (Ажгирей, 1960; Hess, 1935, и др.).

Образование некоторых поперечных складчатых зон в последние годы часто связывают с напряжениями, возникающими на участках затухания крупных сдвигов (Буртман и др., 1963, 2; Копп, 1971; Крымус, 1966; Лукьянов, 1965; Расцветаев, 1966, 1973; Суворов, 1968). По мнению Л. М. Расцветаева, подробно обосновавшего эту концепцию применительно к альпидам юга СССР, новейшая структура этого региона была сформирована в поле общего субмеридионального сжатия, предположительно имеющего ротационно-инерционное происхождение. В этом так называемом Главном поле напряжений сформировалась, частично используя имевшиеся ослабленные участки, строго ориентированная система зон деформаций: субширотных структур сжатия, диагональных сдвигов и субмеридиональных сбросов и раздвигов. В результате горизонтальных перемещений блоков по сдвигам этого основного каркаса возникали «кинематогенные» поля напряжений, генерировавшие комплексы структур второго порядка — зон сжатия, поперечных главным сдвигам (т. е. тоже диагональных) и сочетающихся с ними сдвигов и раздвигов. Генетическая соподчиненность разнопорядковых полей горизонтальных напряжений убедительно доказана Л. М. Расцветаевым на обширном материале по неотектонике юга СССР. Однако представление о едином («Главном»), непрерывно распределенном в пространстве поле напряжений дискуссионно и противоречит многим фактам.

Во-первых, диагональные сдвиги, которые можно интерпретировать как трещины скола, ориентированные вдоль осей максимальных касательных напряжений, имеют небольшую протяженность (десятки, реже — сотни километров) и не выходят за пределы сравнительно узких зон раздавливания (Копп, 1974). Главнейшие же трансорогенные системы сдвигов (Левантийская, Копетдаг-Сейстанская, Сулейман-Киртарская) ориентированы не по диагонали, а поперек альпийского пояса, т. е. субмеридионально, причем сдвиги с противоположным знаком перемещения примерно параллельны друг другу. Этот факт в сочетании с данными о древнем, доорогенном, времени заложения этих сдвигов позволяет отнести их к категории трансформных разломов.

Во-вторых, общим равномерным сжатием легко объясняются лишь продольные и уже с большим трудом — диагональные зоны сжатия; поперечная же ориентировка должна быть свойственна раздвигам. Однако строго поперечные зоны сжатия в восточной части альпийского пояса Евразии распространены не менее широко, чем диагональные, в то время

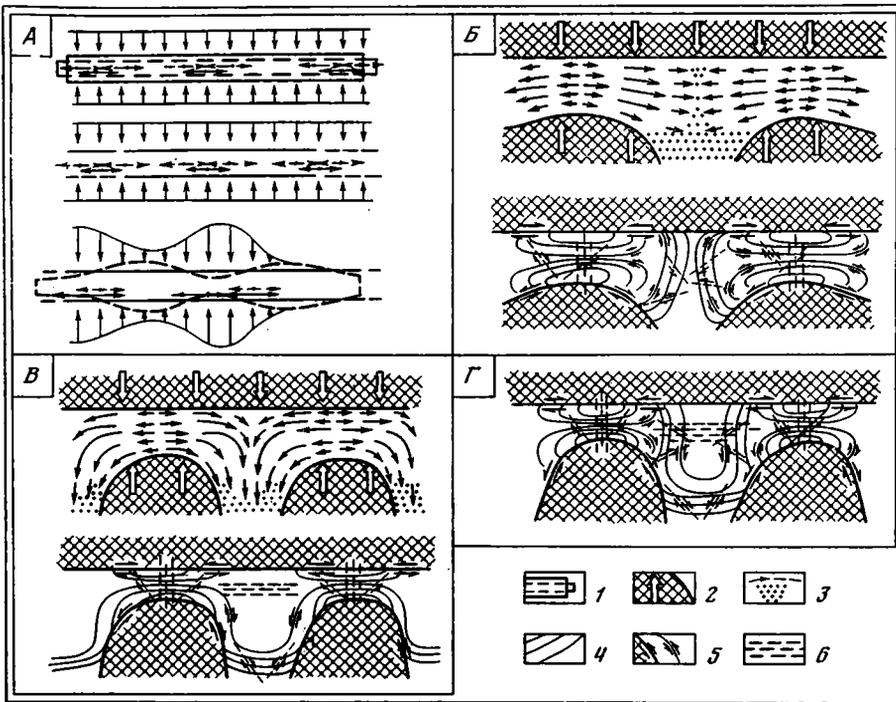


Рис. 1. Принципиальная схема рассматриваемого механизма формирования поперечных зон сжатия: А — динамическая обстановка, приводящая к горизонтальному выдавливанию и реактивному сжатию; Б—Г — варианты расположения зон реактивного сжатия: Б — поперечное к орогеническому поясу, В — продольное, Г — комбинация продольной и поперечной зон реактивного сжатия. Условные обозначения: 1 — ограничения деформируемого бруса (сплошная линия — до деформации, пунктирная — после); 2 — деформирующие блоки литосферы (стрелки — траектории относительного перемещения); 3 — деформируемый геосинклиальный комплекс (стрелки — траектории относительного перемещения материала, точки — его неподвижное состояние, длина стрелок пропорциональна скорости перемещения); 4 — структуры горизонтального сжатия (штрихи перпендикулярны направлению сжатия); 5 — структуры горизонтального сдвига, развитые: а — на краях деформирующих блоков, б — в деформируемом объеме; 6 — структуры горизонтального растяжения (штрихи перпендикулярны направлению растяжения)

как раздвиги данного направления проблематичны. Наконец, дугообразная в плане форма зон сжатия больше соответствует представлениям о вязком течении масс, нежели представлениям «сколовой» тектоники.

Эти вопросы могут быть разрешены, если считать, что сжатие орогенического пояса распределено в пространстве не непрерывно, а дискретно: в некоторых местах, особенно впередидвигающихся по горизонтали литосферных блоков, сжатие велико, а в других местах — мало или вообще отсутствует. На этой основе и построена предлагаемая концепция образования поперечных структур, в целом развивающая представления А. В. Пейве и его сотрудников. Она обоснована на материале изучавшегося мною складчатого обрамления Южно-Каспийской впадины. К аналогичному выводу относительно генезиса поперечных складок юга СССР пришел А. В. Лукьянов (устное сообщение) на основании анализа общего структурного рисунка этой территории и экспериментальных данных. В. С. Милеев (1971) еще раньше показал возможность латерального течения при формировании складчатости метаморфических комплексов.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Вкратце рассматриваемый механизм можно охарактеризовать следующим образом: 1) совокупность продольных и поперечных складчатых зон возникает в результате общего горизонтального сжатия, направленного поперек орогенического пояса; 2) горизонтальное сжатие распределено неравномерно вдоль пояса: оно максимально во фронтальной части перемещающихся блоков и минимально в промежутках между ними; 3) геосинклинальный комплекс выдавливается из мест наибольшего горизонтального сжатия в менее сжатые участки; 4) на участках нагнетания выжатого материала создаются поперечные структуры.

Рассмотрим данный процесс подробнее. Представьте брус (рис. 1, А), находящийся в поле равномерно распределенных сил сжатия, ориентированных в горизонтальной плоскости (в данном случае, в плоскости рисунка). Если брус имеет свободные окончания (см. рис. 1, А, вверху), сжатие вызовет возникновение избыточных растягивающих напряжений в вертикальной и горизонтальной плоскостях, которые приведут к удлинению бруса и увеличению его высоты. Если же свободные окончания убрать (например, замкнуть брус в виде кольца), то в этом случае продольное удлинение произойти уже не сможет (см. рис. 1, А, в середине) и брус растянется только по вертикали. Поскольку сжатие равномерно приложено ко всей поверхности, т. е. на каждую материальную точку одновременно действуют вдоль оси бруса равновеликие силы сжатия и растяжения, будут исключены и всякие локальные продольные перемещения частиц.

Положение, однако, существенно изменится, если силы сжатия будут распределены неравномерно (см. рис. 1, А, внизу). Тогда в участках их концентрации вновь возникнут избыточные растягивающие напряжения, ориентированные вдоль бруса, но, поскольку они уже не в состоянии растянуть брус в длину, то приведут лишь к локальному перераспределению материала внутри него. В итоге брус в одних местах сузится по горизонтали и в других станет толще.

Отсюда вытекает следующий вывод: горизонтальное перемещение материала вдоль орогенического пояса, возникающее в результате приложенного к нему извне сжатия, может происходить лишь в том случае, если последнее неодинаково в разных пересечениях. Иными словами, должны существовать участки, способные принять и сохранить выжатый материал («геодинамические убежища»).

Наиболее просто неравномерность сжатия может быть объяснена с позиций мобилизма: каждый перемещающийся блок создает собственное поле напряжений, дополнительно усложняющееся из-за неровности границ блока. Действуя как штампы, эти блоки будут выдавливать осадочную призму в двух направлениях: вверх, в результате чего возникнут надвиги, кливаж, основная продольная складчатость и сам ороген, и по горизонтали, в геодинамические убежища, что приведет к формированию сдвигов и сопряженных с ними продольных и поперечных зон сжатия (рис. 1, Б—Г). Очевидно, существенную роль в выборе первого или второго направлений выдавливания играет также сила тяжести, ограничивающая рост орогена вверх. Этими условиями определяются благоприятные факторы возникновения поперечных складчатых зон: в пространстве — периклинальные окончания орогенов и структурные седловины между ними, во времени — орогенный этап, особенно его заключительная стадия.

Такова динамическая обстановка, приводящая к преобразованию активных (вызывающих деформацию) горизонтальных перемещений и связанных с ними полей напряжений в реактивные (возникающие в процессе деформации). Однако местоположение и ориентировка возникаю-

щих при этом реактивных структур сжатия зависит уже от целого ряда дополнительных факторов: способности геологической среды к передаче напряжений на то или иное расстояние; скорости перемещения выжатого материала, зависящей от вязкости пород и величины трения подложья; длительности перемещения; наличия и расположения барьеров. В двух принципиальных вариантах поток выжатого материала либо по всей длине сохранит свое продольное к орогеническому поясу направление (см. рис. 1, Б), либо, изменив его на 90° , выдавится в промежуток между штампами (см. рис. 1, В). Поперечную ориентировку зоны реактивного сжатия будут иметь только в первом из рассмотренных случаев, во втором же они окажутся параллельными поясу, но отодвинутыми от него по поперечным сдвигам. Эти два вида деформации могут сочетаться (см. рис. 1, Г).

Рассмотрение горизонтального выдавливания под углом зрения законов гидравлики имеет еще один важный аспект. Поскольку скорость перемещения частиц увеличивается к оси потока, реактивное сжатие будет здесь максимально. Эта же причина может вызвать дугообразный изгиб складчатых зон в сторону течения и рассредоточение на широком пространстве попутных этому изгибу сдвигов.

По существу рассматриваемый процесс аналогичен хорошо изученному процессу образования складок нагнетания, но при горизонтальной ориентировке активного сжимающего напряжения. Поэтому для описания его можно применять термины, разработанные для соответствующей группы явлений (Белоусов, 1970): «выдавливание» («выжимание»), «нагнетание», «выжим», «вжим»¹ и др., а сам же процесс в целом в отличие от выдавливания по вертикали вверх удобно называть «горизонтальным выдавливанием».

ОБОСНОВАНИЕ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ ПОПЕРЕЧНЫХ СКЛАДОК

Вводные замечания. Как уже отмечалось в литературе, альпийский пояс Евразии сжат весьма неравномерно. Наибольшее сокращение пространства, сопровождающееся увеличением амплитуды надвигов и орогенного воздымания, а также скучиванием и выклиниванием тектонических зон, наблюдается в синтаксисах: Альпийском, Кавказском, Памирском, Копетдагском (Милановский, Короновский, 1973; Хаин, 1968). В последние годы это связывают с механическим воздействием дифференциально перемещавшихся к северу обломков Гондваны: Индостанского, Аравийского и других, более мелких микроконтинентов (Копп, 1974; Сахатов, 1976; Трифонов, 1976; Nowgoosi, 1972; Takin, 1972).

Рассматриваемая область поперечных складок пространственно приурочена к одноименной межгорной впадине (рис. 2), расположенной между двумя синтаксисами — Кавказским и Копетдагским. Южная граница впадины дугообразно искривлена в соответствии с простиранием синусоидально-изогнутой Малокавказско-Копетдагской складчатой цепи. В западной части плавность этого изгиба нарушена выступающим к северу Талышским клином. Приблизительно прямолинейная северная граница совпадает со сложной зоной дислокаций, включающей складчатую систему Восточного Кавказа, Апшеронский порог (вместе с находящейся на его продолжении Прибалханской зоной Западной Туркмении) и Передовую зону Копетдага. Эта полоса маркирует южный край Скифско-Туранской эпигерцинской плиты; вслед за Л. М. Расцветаевым (1972) мы в дальнейшем будем называть ее Крымско-Копетдагской шовной зоной. (Рис. 2, см. вклейку к стр. 60).

¹ Эти термины, обычно применяемые для характеристики пластической деформации, здесь определяют более широкий круг механических процессов: пластическую деформацию путем изгиба или расплющивания, вязкое и хрупкое разрушение, перегруппировку блоков, возникших до данного этапа деформации, и др.

Как следует из предыдущего раздела, полное геологическое обоснование механизма горизонтального нагнетания должно состоять из доказательства: 1) наличия раздвиговых структур в выжимах; 2) существования региональных сдвигов — тех поверхностей раздела, по которым происходило перемещение выжатого материала; 3) ведущей роли бокового сжатия при формировании поперечных складчатых зон; 4) пространственно-временной связи последних со сдвигами. Поскольку раздвижки, возникающие в выжимах, сразу же закрываются сближающимися штампами, они в структуре выражены нечетко и могут диагностироваться только по выклиниванию тектонических зон (которое может быть связано и с надвиговым их перекрытием). Поэтому на практике особое значение приобретает доказательство трех последних положений.

Рассмотрим с этой точки зрения структуру складчатого обрамления Южно-Каспийской впадины.

Региональные сдвиги. Копетдагская складчатая дуга сейчас известна как классический район проявления сдвиговых деформаций (Горшков, 1947; Калугин, 1946; Каляев, 1946; Крымус, 1966; Расцветаев, 1966). Западный и восточный ее фланги осложнены соответственно лево- и правосдвиговыми зонами (см. рис. 2, врезка), что позволяет рассматривать дугу как складку поперечного изгиба в горизонтальной плоскости. Выдвижение дуги на север продолжалось в течение всего орогенного этапа и особенно усилилось в его поздней стадии (плиоцен — квартал), о чем свидетельствуют данные о возрасте сдвигов.

Особенно широко развиты правые сдвиги северо-западного простирания. Область их наибольшего сгущения расположена вдоль прямолинейного края эпигерцинской платформы, что связывается с косой ориентировкой последнего по отношению к основному субмеридиональному стрессу (Копп, 1971; Расцветаев, 1966, 1972). Крупнейший из сдвигов — Главный Копетдагский разрыв (взбросо-сдвиг), сопровождающийся рядом сопутствующих швов. На юго-западе он кулисно подставляется другой сложной построенной правосдвиговой зоной — Исак-Челекенской (Расцветаев, 1972). В Западно-Туркменской впадине она выражена Прибалханской надразломной цепью складок, осложненной рядом небольших правых сдвигов.

Указанные сдвиговые зоны ограничивают восточную часть Южно-Каспийской впадины (Западно-Копетдагский гемисинклиний) соответственно с севера и юго-востока. Участок их смыкания приходится на Центральный Копетдаг, где степень сжатия и высота орогенного воздымания складчатого сооружения особенно велики.

На восточном погружении Кавказа в отличие от Копетдага сдвиги долгое время не были известны. Это связано с большей сложностью строения, маскирующим воздействием гравитационно-надвиговых явлений, а также и со значительно худшей обнаженностью, затрудняющей прослеживание текущих разрывов. Вместе с тем на основании общих особенностей структурного рисунка некоторые сдвиговые зоны все же были намечены (Ажгирей, 1960; Милановский, 1968; Расцветаев, 1973; Ravoni, 1961). Существенную помощь в предварительном трассировании сдвигов оказало дешифрирование аэро- и космических снимков (С. Л. Бызова, М. Л. Копп, Н. Н. Курдин, Л. М. Расцветаев, В. З. Сахатов, В. Д. Скарятин, В. Г. Трифонов и др.). Широкое распространение сдвигов на Юго-Восточном Кавказе подтвердили и полевые работы, проводившиеся в последние годы автором совместно с Н. Н. Курдиным (Агамирзоев и др., 1976), а также бакинскими геологами (С. А. Али-Заде, Н. С. Ибрагимов и др.). Ценная информация о наиболее молодых, средне- и позднечетвертичных, горизонтальных смещениях была собрана В. Г. Трифоновым (1973, 1976).

Лучше всего выражены в Восточном Азербайджане правосдвиговые зоны, среди которых наиболее изучена Ленгибиз-Сальянская (рис. 3, А).

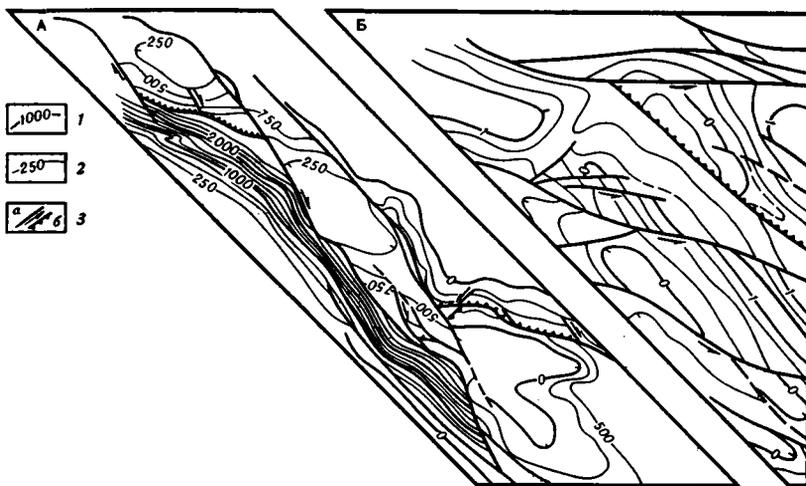


Рис. 3. Примеры некоторых сдвигов на Юго-Восточном Кавказе: А — Ленгибизская правосдвиговая зона (составлено совместно с Н. Н. Курдиным); стратоизогипсы по подошве акчагыла; Б — левые сдвиги около зим. Караджузлю (по Н. Н. Курдину); стратоизогипсы по подошве палеогена.
 1 — стратоизогипсы, проведенные через 1000 м; 2 — то же, через 250 м; 3 — разрывы: а — сдвиги, б — надвиги

Она имеет северо-западное простирание, на юге переходящее в северо-северо-западное, и пространственно совпадает с Ленгибиз-Сальянской приразломной антиклинальной цепью. На севере зоны, в районе Ленгибизского хребта, структуры расположены правокулисно, что особенно отчетливо проявляется в Керкенч-Поладлинской синклинальной полосе. Однако детальное картирование показало, что некоторые синклинали разделены разрывами северо-западного простирания, опережающими основной Ленгибиз-Каламадынский разлом. Поскольку блоки, разобщенные сдвигами, из-за сильной складчатой переработки не всегда сопоставляются однозначно, суммарную амплитуду смещения определить довольно трудно. Исходя из анализа фаций плиоценовых отложений, можно предполагать, что она составляет 10—15 км. В строении зоны Ленгибиз-Каламадынского разрыва можно видеть и другие признаки правосдвиговой деформации: горизонтальные флексуры, фестончатые геминантинклинали, мелкие правые сдвиги и др. Южнее, в пределах Харамино-Сальянской антиклинальной зоны, крупные правые сдвиги были откартированы и подтверждены бурением в районе Мишовдаг-Хараминского тектонического узла (Н. Ш. Исмаилов).

Признаки правосдвиговой деформации отчетливо проявляются в структуре и расположенной к востоку от Харамино-Сальянской Алятской складчатой зоны, также северо-северо-западного простирания. Здесь также очень характерна кулисность расположения складок; кроме того, С. А. Али-Заде и Н. С. Ибрагимовым закартированы многочисленные разрывы северо-западного простирания, смещающие в правостороннем направлении крылья складок, а иногда и целые структуры (Умбакинский разрыв).

Рассмотренные две правосдвиговые зоны — Ленгибиз-Сальянская и Алятская приблизительно параллельны Буроварской ветви Талышского складчатого сооружения. Однако, если не считать весьма отчетливой правой кулисности складок, ориентированных косо по отношению к Буроварско-Астаринскому разлому, более определенных признаков сдвиговой деформации в этом плохообнаженном районе пока не обнаружено.

Левые сдвиги в структуре Восточного Закавказья выражены менее отчетливо. Л. М. Расцветаев (1973) и В. З. Сахатов (1976) на основании общих соображений и по смещению гравитационной аномалии считают левым сдвигом разлом западного ограничения Талышского клина, входящий в систему Восточно-Кавказского линеамента. Определенные признаки левостороннего перемещения присутствуют и в структуре всего южного склона Большого Кавказа в интервале от города Шеки до Апшеронского полуострова (Вандам-Апшеронская левосдвигаемая зона). Восточная часть этой широтной полосы была выделена в качестве левого сдвига Г. Д. Аджиреем (1960) на основании кулисности складок Апшеронского порога. Левокулисное расположение структурных элементов отмечается также в пределах Вандамского антиклинория и Закатало-Ковдагского синклинория. Складки и складчато-надвиговые чешуи северо-западного простирания косо причленяются здесь к ориентированному субширотному южному борту Тфанского антиклинория, образуя в плане структуру «конский хвост». Левые сдвиги со смещением осей структур обнаружены в районе зим. Караджузлю (рис. 3, Б) и горы Бояната; с горизонтальным смещением, вероятно, связано и возникновение сигмиды к северу от села Чухурьюрт. Небольшие левые сдвиги широтного простирания откартированы и в некоторых местах Апшеронского полуострова (М. Г. Воронин).

Горизонтальные перемещения по зонам сдвиговых деформаций определили ряд существенных черт структуры Восточного Кавказа. Так, в участках подхода к нему Алятской и Ленгибиз-Сальянской правосдвиговых зон возникают крупные надвиги: Алятский с амплитудой 2—3 км и Аджичайский (7—10 км), а также скачкообразно увеличивается степень смятия слоев и высота орогенного воздымания, появляются крупные покровы. Здесь же, в районе предполагаемого выжима, находится Шемахинский район сильных мелкофокусных землетрясений. Не исключено, что с правыми сдвигами связано резкое восточное окончание сложного вулканогенного мезозоем Вандамского антиклинория и его вероятный заворот к юго-востоку, вдоль Талыш-Вандамского гравимагнитного максимума.

Итак, Южно-Каспийская впадина со всех сторон окаймлена сдвигами: на западе — правыми ЮВ-ЮЮВ простирания, а на востоке — левыми (ЮЗ-ЮЮЗ). Сдвиговый характер имеет и ограничивающий впадину с севера восточный отрезок Крымско-Копетдагской шовной зоны, причем перемещение вдоль него было трансформным: на западе — левосторонним, а на востоке — правосторонним (см. рис. 2, врезка). Сдвиговые зоны расчленяют рассматриваемый регион на четыре блока: Скифско-Туранский, кроме одноименной платформы включающий и Большой Кавказ, Малокавказский (вместе с Куринской впадиной и Талышом), Копетдагский и Южно-Каспийский (вместе с Кобыстаном и Западным Копетдагом).

Рассмотренные сдвиговые зоны, хотя зачастую наследуют древние (во всяком случае, мезозойские) флексуры и разрывы, как сдвиги с отмеченным знаком смещения начали развиваться недавно: в раннем плиоцене на Копетдаге и среднем — позднем плиоцене на Кавказе. Последовательное ускорение перемещений прослеживается с конца позднего плиоцена (Расцветаев, 1972) на протяжении всего четвертичного периода вплоть до голоцена (Трифонов, 1973, 1976).

Поперечные складки и их соотношения со сдвигами. В бортовых частях Южно-Каспийской впадины (Северный Кобыстан, Северо-Западный Копетдаг) поперечные складки лишь осложняют продольные и представлены флексурами, перемычками и гемантиклиналями, часто не имеющими периклинальных окончаний. В сторону погружения впадины, как это можно проследить на примере Апшероно-Кобыстанской области, размеры поперечных структур возрастают за счет размеров продольных.

В тех местах, где оба типа складчатости выражены примерно одинаково (Центральный Кобустан), возникает ложная брахиформность, обусловленная интерференцией двух структурных направлений.

Амплитуда поперечных складок обычно невелика, но по своей крутизне они сопоставимы с продольными. Характерны изоклиальная или запрокинутая форма с вергентностью, направленной к центру Южно-Каспийской впадины (за исключением Западного Копетдага, где наблюдается более сложное распределение вергентности). Проведенное мной детальное изучение ряда поперечных складок Северо-Западного Копетдага (Копп, 1971) и Юго-Восточного Кавказа (см. рис. 5) показало, что эти структуры осложнены парагенезом разрывов, характерным для обстановки горизонтального сжатия и включающим продольные надвиги, диагональные сдвиги и реже поперечные сбросы. Какие-либо признаки проявления вертикального сжатия в виде крупных продольных сбросов, структур «битой тарелки» и др. не обнаружены². Сходная динамическая обстановка подтверждается результатами изучения трещиноватости (Расцветаев, 1966), в том числе четвертичной (Трифонов, 1973, 1976).

Несмотря на существование единой динамической обстановки складкообразования, кинематическая природа складок весьма разнообразна и зависит от реологических свойств деформированных отложений. Для относительно компетентных пород мела и миоцена характерны простые концентрические складки, а для более пластичных глин палеогена — подобно-концентрические и подобные, осложненные проявлениями глиняного диапиризма.

Меньше данных о механизме формирования недоступных для непосредственного изучения структур Западно-Туркменской впадины и акватории Южного Каспия. Составляющие их складки на поверхности довольно пологи (не более 40—50°), своды их нарушены сбросами. Однако, как в ряде мест установлено бурением (Мирзаханов, 1969), с глубиной крутизна крыльев структур увеличивается, многие из них осложняются продольными надвигами и диагональными сдвигами, что, по-видимому, также связано с проявлением горизонтального сжатия. Длинные складчатые цепи образуют дуги, выпуклые в сторону оси Южно-Каспийской впадины. Для внутреннего строения зон весьма характерна кулидность, свидетельствующая о смещениях, попутных смещениям по соседним региональным сдвигам.

Поскольку поперечные складки часто торцово сочленяются со сдвигами и не продолжают в их противоположных крыльях, можно полагать, что и складки и сдвиги развивались геологически одновременно, и взаимосвязанно. Особенно хорошо это видно на Северо-Западном Копетдаге (рис. 4). Мнение о том, что поперечные складки этого района возникли в результате компенсации правосдвиговых смещений по Главному Копетдагскому разлому, высказывалось уже неоднократно (Буртман и др., 1963₂; Копп, 1971; Крымус, 1966; Расцветаев, 1966). Следует отметить, что здесь имеется две генерации поперечных складок. Самые древние из них (существенно предакчагыльские — Обойская и Эйшемская антиклинали) изгибаются около Главного разрыва, меняя северо-восточное простирание на субширотное. Складки же более молодого возраста обычно строго перпендикулярны линии сдвига. Широко распространены гемантиклинали с круто ныряющими шарнирами (см. рис. 4, врезка), возникшие в процессе повторного смятия «поставленного на голову» крыла Главной передовой антиклинали.

Торцовое сочленение поперечных складок с разрывами широко проявляется и на Юго-Восточном Кавказе, что хорошо видно на изданной недавно детальной геологической карте (Мирчинк, Шурыгин, 1972).

² Около крупных грязевых вулканов иногда отмечаются округлые купола, возникающие в результате грязевулканического напора, однако эти явления имеют локальный характер.

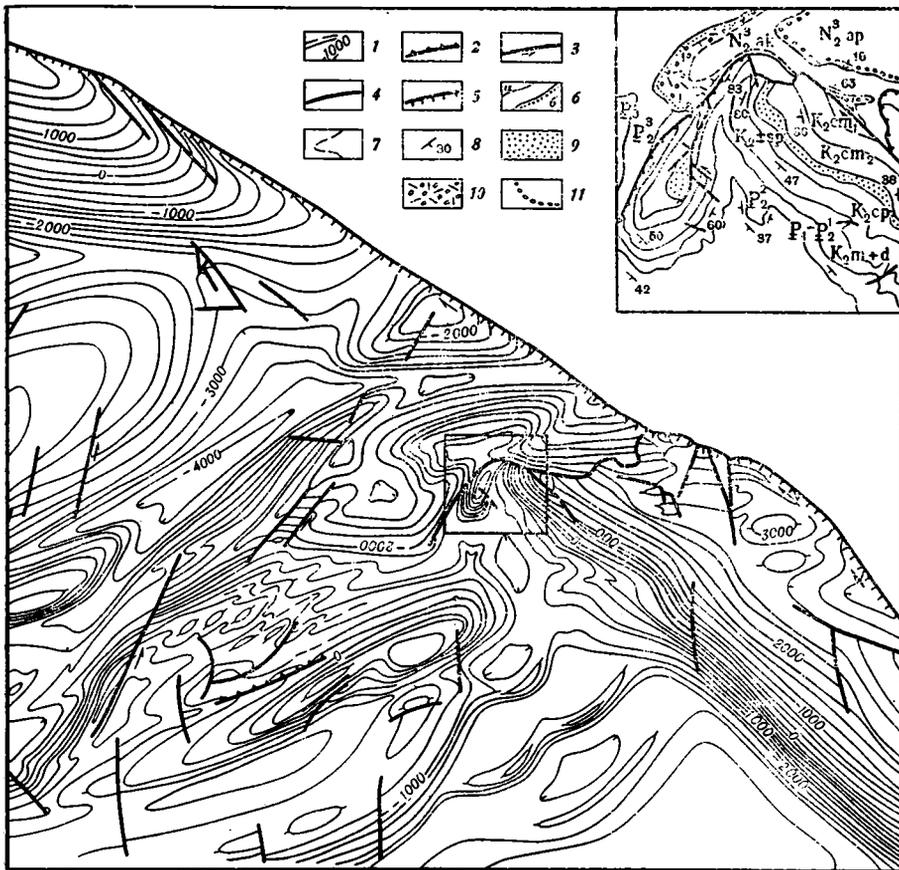


Рис. 4. Парагенез поперечных складок и сдвигов (СЗ Копетдаг); на врезке — Урумелджинская антиклиналь. Условные обозначения: 1 — стратонизогипсы по кровле мела, проведенные через 1000 м; 2—5 — разрывы: 2 — надвиги и взбросы, 3 — сдвиги, 4 — с неясным характером смещения, 5 — Главный Копетдагский разрыв; 6 — геологические границы (а — согласные, б — трансгрессивные); 7 — маркирующие горизонты; 8 — элементы залегания; 9 — песчаники; 10 — известняки и конгломераты; 11 — конгломераты

Учитывая данные о формировании поперечных складок в условиях горизонтального сжатия, это обстоятельство можно объяснить только тем, что продольные разрывы помимо очевидной взбросо-надвиговой составляющей смещения имели и сдвиговую. В Южном Кобыстане, где «общекавказский» структурный план уже не выражен, поперечные структуры (Шихкаинская, Бурансызская, Шабандагская антиклинали) представляют собой структурные носы, с севера ограниченные левыми сдвигами, а иногда и смещениями по этим разрывам (рис. 5).

Парагенетичность сдвигов и поперечных складок подтверждается и данными о возрасте этих структур. Как показало изучение несогласий в неогеновых отложениях и состава обломков конгломератов, крупнейшие поперечные складки северо-западного Копетдага заложилась в начале плиоцена, но особенно интенсивный их рост происходил в конце плиоцена — четвертичном периоде. Складчатость же «общекопетдагского» простираения, развитая в центре мегантиклинория, к началу позднего плиоцена была уже в основном сформирована (Копп, Расцветаев, 1972). Запаздывающий режим развития отмечается и для субмеридиональных складок восточного погружения Кавказа (Григорьянц, 1968). Как уже говорилось, именно в позднеорогенную стадию (поздний плио-

цен — квартал) происходили горизонтальные смещения по крупным сдвигам обрамления Южно-Каспийской впадины.

Резюме и аналогии с другими зонами поперечных складок. Приведенные данные подтверждают представление о том, что Кавказский и Копетдагский синтаксисы альпийского пояса Евразии возникли в результате тектонического сближения Малокавказского и Копетдагского блоков со Скифско-Туранским. Но, как показывают результаты структурно-геологического изучения поперечной складчатости и ее взаимоотношений со сдвигами, это сближение привело также к горизонтальному выдавливанию краев Южно-Каспийского блока в одноименную впадину и формированию субмеридиональной зоны реактивного сжатия.

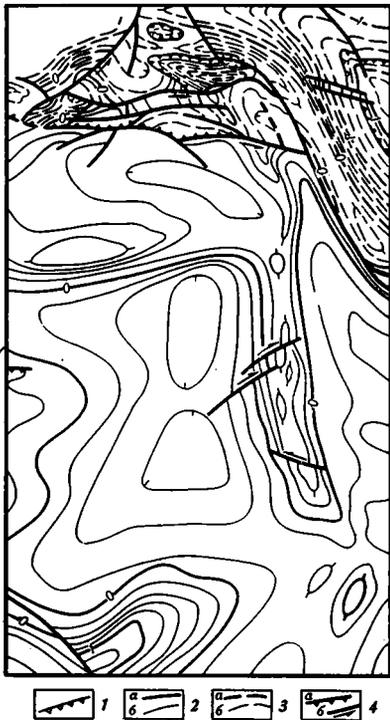


Рис. 5. Парагенез поперечных складок и сдвигов (ЮВ Кавказ — Джейранкечмеская депрессия). Условные обозначения: 1 — граница структурных этажей; 2 — стратонизогипсы по подошве ачкагыла (а — проведенные через 1000 м, б — через 250 м); 3 — то же, по подошве майкопа (а — через 1000 м, б — через 250 м); 4 — разрывы (а — взбросы и надвиги, б — сдвиги)

на заключительной стадии орогенного этапа; 3) изогнутость в виде дуги, выпуклостью обращенной в сторону предполагаемого выдавливания.

Интересно отметить, что в предполагаемых выжимах, приуроченных к синтаксисам складчатых систем, отмечается повышенная концентрация сильных мелкофокусных землетрясений. При этом ось максимального растяжения в очагах ориентирована почти горизонтально, субширотно (при субмеридиональном направлении максимального сжатия). Наиболее достоверно это установлено для землетрясений Памирского синтаксиса (Гангнус, 1977).

³ Мнение о присдвиговом характере складчатости Таджикской депрессии уже неоднократно высказывалось в литературе. С этим же механизмом, вероятно, связано возникновение поперечных складок Керченско-Таманской области (Расцветаев, 1973) и субмеридиональных структур на западе Фарахрудской зоны Афганистана, сочленяющихся под прямым углом с Герирудским сдвигом (И. И. Сонин).

Несомненно, что сходным образом сформировалась и субмеридиональная складчатость Таджикской депрессии³, которая также с двух сторон ограничена региональными сдвигами: на севере — Южно-Гиссарским правым, а на юго-востоке — Дарваз-Каракульским левым (Захаров, 1976). Однако на Восточном Копетдаге симметричный аналог этой зоны поперечных складок отсутствует; нет такового и к востоку от Памирского синтаксиса, в Таримской межгорной впадине. Подобное «неравноправие» в расположении структур горизонтального нагнетания может объясняться как диагональной по отношению к стрессу ориентировкой жесткого упора (Копп, 1971; Расцветаев, 1966), так и неодинаковой степенью сжатия в разных боках синтаксиса. Последнее может относиться к Памирскому синтаксису, восточнее которого (в Гималаях) сжатие и утолщение коры было значительно большим, чем на Среднем Востоке. Поэтому поток выжатого материала избрал западное направление.

Отметим следующие общие особенности поперечных складчатых зон юга СССР: 1) меньшая (по сравнению с «главной» складчатостью) степень сжатия; 2) позднее время формирования; 3) изогнутость в виде дуги, выпуклостью обращенной в сторону предполагаемого выдавливания.

Отметим следующие общие особенности поперечных складчатых зон юга СССР: 1) меньшая (по сравнению с «главной» складчатостью) степень сжатия; 2) позднее время формирования;

НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Рассмотренные выше поперечные складчатые зоны — это близповерхностные и локальные образования, лишь осложняющие строение главных складчатых систем. Есть, однако, основания предполагать существование и более глубинных (вероятно, на уровне астеносферы) форм процесса горизонтального выдавливания, создающих грандиозные раздувы орогенических поясов и вписывающиеся в эти раздувы структурные дуги, искривленные по сдвигам (см. рис. 1, В, Г). В этой связи следует еще раз обратить внимание на тот факт, что некоторые структурные дуги (правда, далеко не все) расположены между континентальными массивами и обращены выпуклостью в сторону, противоположную предполагаемому движению последних. Особенно выразительны в этом отношении дуги Антильская и моря Скоша, расположенные в «зияниях» между континентами Америк и Антарктидой. Фланги этих дуг сопровождаются сдвигами (Hess, 1935; Katz, 1965).

В пределах восточной части альпийского пояса Евразии сходно расположены Загросско-Сулеймановая и Ассамско-Индонезийская структурные дуги (соответственно между Аравийским и Индостанским микроконтинентами и между последним и Австралией); обе они вытянуты в сторону Индийского океана. Имеются многочисленные литературные свидетельства существования сдвигов вдоль флангов и этих дуг, особенно Загросско-Сулеймановой (Копп, 1974; Сахатов, 1976; Трифонов, 1976; Freund, 1970; Pavoni, 1961; Wellman, 1966, и мн. др.).

С учетом высказанных положений могут быть объяснены и некоторые особенности проявления предорогенного и орогенного вулканизма. Так, в литературе уже отмечалось, что синтаксис альпийского пояса Евразии (за исключением Кавказского) обычно амагматичны в отличие от раздувов, где широко развит весь многообразный спектр предорогенных и орогенных магматических явлений; при этом вулканические области находятся в тылу зон сжатия (Копп, 1974; Милановский, 1968; Милановский, Короновский, 1973). Поскольку процесс горизонтального нагнетания участвует в общем процессе сжатия и утолщения коры орогенических поясов, сам по себе он не создает условий для растяжения внутри последних. Вместе с тем мощность коры между соседними континентальными глыбами все же значительно меньше, чем в них самих или местах их скупивания, и поэтому такие промежутки более проницаемы для глубинного диапиризма. Не исключено, что внедрившиеся магматические массы могут давить с тыла на складчатые системы, дополнительно увеличивая степень их сжатия.

ВЫВОДЫ

1. При сжатии орогенических поясов может происходить не только вертикальное выдавливание геосинклинального комплекса, приводящее к возникновению региональных надвигов, «главной» продольной складчатости и самого орогена, но и его выдавливание по горизонтали, вдоль пояса.

2. В результате горизонтального выдавливания и нагнетания материала в места меньшего сжатия (геодинамические убежища) формируется своеобразный комплекс структур, выделяемых нами под общим названием «структур горизонтального выдавливания»: поперечных складчатых зон, раздувов орогенических поясов и связанных с ними структурных дуг. Эти структурные элементы разнообразны как по морфологии, так и по конкретным условиям возникновения, но имеют следующие неперенные особенности: а) расположение в промежутках между участками предполагаемого столкновения блоков; б) парагенез структур сжатия со сдвигами, дугообразная форма складчатых зон; в) относительно позднее время возникновения (орогенный этап, особенно его поздняя стадия).

3. Поскольку горизонтальное выдавливание возможно лишь при неравномерном распределении нагрузки вдоль деформируемого объема, сам факт существования этого явления согласуется с представлением о том, что сжатие орогенических поясов обусловлено горизонтальным перемещением изолированных литосферных блоков.

В процессе подготовки рукописи к изданию автор пользовался советами Г. П. Горшкова, В. Е. Хайна, В. С. Милеева, Л. М. Расцветаева, М. Н. Шапиро, которым приносит свою искреннюю благодарность.

Литература

- Агамирзов Р. А., Григорьянц Б. В., Копп М. Л., Курдин Н. Н. Поперечные разломы Юго-Восточного Кавказа и их выражение на космических снимках.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11.
- Ажирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.
- Амурский Г. И., Крымус В. Н., Шелегова И. Ф. О зонах разломов глубокого заложения Западного Копетдага.— В кн.: Тектоника Туркмении. М., «Наука», 1966.
- Белюсов В. В. Общие соображения об условиях формирования структурных форм, развитых в сложно деформированных толщах.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963₁.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963₂.
- Гангнус А. А. Тайна земных катастроф. М., «Мысль», 1977.
- Годин Ю. Н. Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении по данным геофизических исследований.— В кн.: Геология СССР, т. XXII (Туркменская ССР). М., Гос. научн.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1957.
- Горшков Г. П. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и закон скалывающих напряжений.— Вестн. МГУ, 1947, № 1.
- Григорьянц Б. В. Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Л., Горногеол. нефт. изд-во, 1934.
- Захаров С. А. Автоскладки — особый генетический вид складок.— В кн.: Тектоника и структурная геология (Докл. сов. геол. на XXV сесс. МГК). Планетология. М., «Наука», 1976.
- Калугин П. И. О диагональных разрывах Центрального Копетдага. Сов. геология, 1946, № 11.
- Каляев Г. И. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и ее связь со складчатыми структурами. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1946.
- Копп М. Л. Структура Северо-Западного Копетдага и условия ее формирования. Автореф. канд. дис. Геол. ф-т МГУ. Изд-во МГУ, 1971.
- Копп М. Л. Тектоника Восточного Ирана (в свете новейших геологических и космофотографических данных).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 12.
- Копп М. Л., Расцветаев Л. М. О времени формирования диагональных складок Западного Копетдага.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 11.
- Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копетдага.— В кн.: Тектоника Туркмении. М., «Наука», 1966.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., «Наука», 1965.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1968.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.
- Милеев В. С. Кинематическая природа метаморфогенной складчатости (на примере протерозойского Майтубинского антиклинория).— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Мирзаханов М. К. Тектоника Западно-Туркменской низменности.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, «Ылым», 1969.
- Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М., «Наука», 1972.
- Расцветаев Л. М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Расцветаев Л. М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып. 3. Изд-во МГУ, 1972.
- Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических

- областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып. 5. Изд-во МГУ, 1973.
- Рихтер В. Г.* Поперечные складчатые системы в геосинклинальных областях.— В кн.: Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве. М., «Наука», 1964.
- Сахагов В. З.* Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11.
- Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
- Трифонов В. Г.* Голоценовые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа и их связь с сейсмичностью.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсгодислокации. М., ВНИИГеофизика, 1973.
- Трифонов В. Г.* Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11.
- Хаин В. Е.* Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 6; 1969, № 1—2.
- Freund R.* Rotation of strike slip faults in Sistan, Southeast Iran.— J. Geol., 1970, v. 78, No. 2.
- Hess H. H.* Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies.— Amer. Philos. Soc. Proc., 1935, v. 79.
- Katz H. R.* Strukturelle Verhältnisse in den südlichen Patagonischen Anden und deren Berichungen zur Antarktis: eine Diskussion.— Geol. Rundschau, 1965, Bd 54, Hf. 2.
- Nowroosi A. A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East Asia.— Bull. seismol. Soc. America, 1972, v. 62, No. 3.
- Pavoni N.* Die nordanatolische Horizontalverschiebung.— Geol. Rundschau, 1961, Bd. 51, Hf. 1.
- Takin M.* Iranian geology and continental drift in the Middle East.— Nature, 1972, v. 235, No. 5334.
- Wellman H.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— Geol. Rundschau, 1966, Bd. 65, Hf. 3.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
16 мая 1977 г.

УДК 551.242.32(262.5)

А. А. ТЕРЕХОВ

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ
(ПО МАТЕРИАЛАМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОВ)**

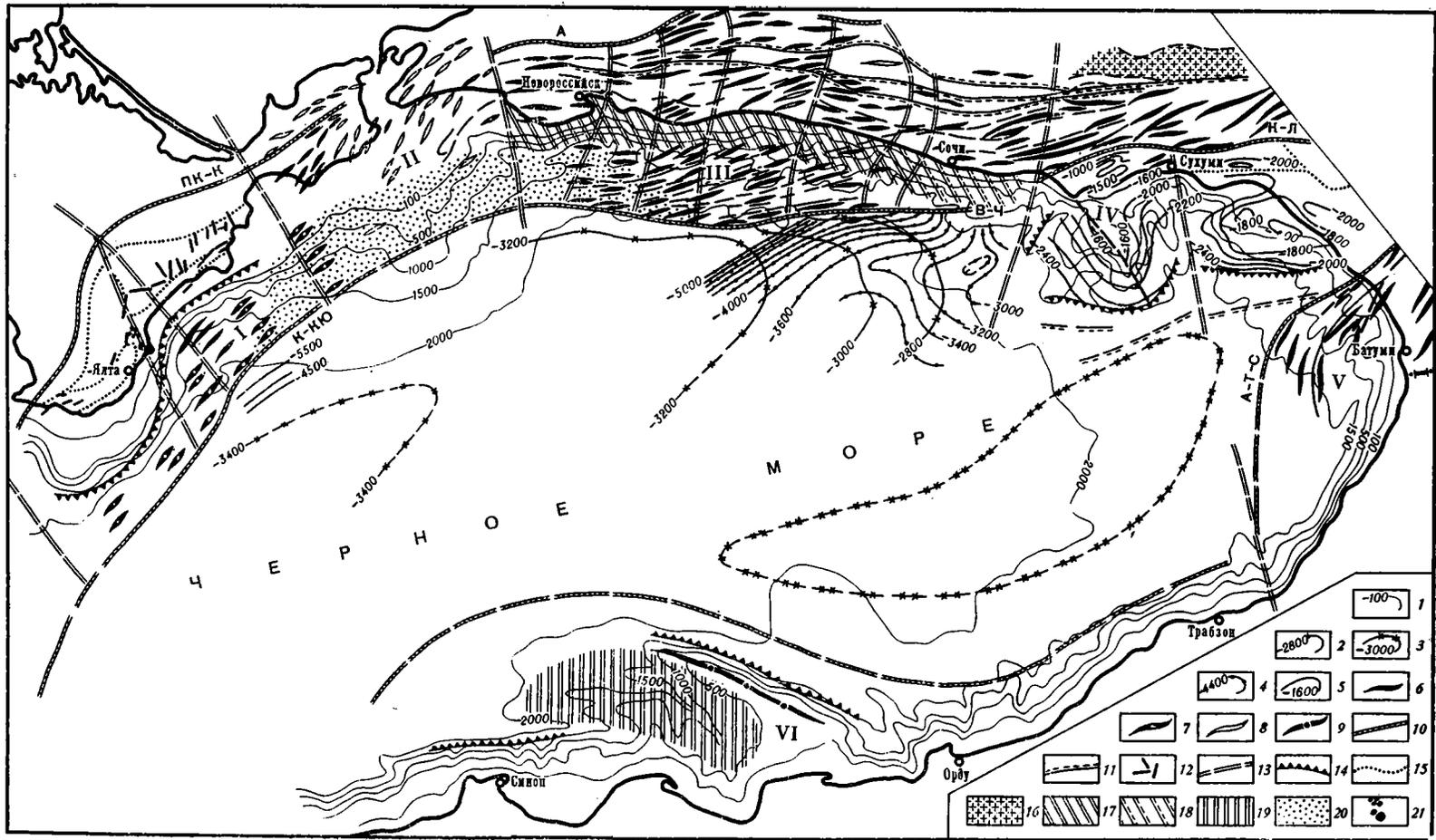
Установлены южная граница и особенности строения Крымско-Кавказской складчатой системы в пределах Черного моря. Намечены главные черты строения морского продолжения складчатых образований Аджаро-Триалет и место их западного окончания. Между этими складчатыми системами прослежены в море типичные структуры Грузинской глыбы. Слагающие их мезозойско-кайнозойские отложения в 50—60 км от береговой линии размывты и по системе разломов опущены в глубоководную часть моря. В центральных глубоководных частях установлен факт размыва мезозойских и отчасти палеозойских отложений в пределах крупных положительных форм основания впадины. По характеру соотношения дислоцированных и недислоцированных отложений в зонах складчатости и срезанию их уступами материкового склона делается вывод о времени образования некомпенсированной осадками глубоководной котловины Черного моря.

Материалы сейсмических исследований МОВ, выполненных в последние годы на Черном море, позволили изучить основные черты строения мезозойско-кайнозойских толщ в восточной половине Черноморской впадины и уточнить характер соотношения выявленных под водами моря структур со структурами суши.

На профилях МОВ у Северо-Западного Кавказа и Крыма четко намечилась граница складчатой зоны, являющаяся отражением на сейсмической записи регионального разлома. Этот разлом из района г. Гагры прослежен в море на запад более чем на 400 км. Первоначально он был выделен нами у Северо-Западного Кавказа и назван Восточно-Черноморским (Маловицкий, Терехов, 1972; Терехов и др., 1973), а затем прослежен и в Прикрымской части моря, где на участке Феодосия — Ялта его положение практически совпало с установленным здесь ранее разломом (Архипов и др., 1970). Следует, однако, отметить, что напротив Керченско-Таманского района его выделение затруднено, так как он скрыт под мощной толщей молодых отложений. Он назван автором Крымско-Кавказским Южным разломом (см. рис. 1). На востоке Крымско-Кавказский Южный разлом продолжается в Гагро-Мухурский, который на берегу представляет собой западную часть выделенного Е. Е. Милановским (1962, 1968) Кахетино-Лечхумского шва, разделяющего складчатые образования Южного склона Большого Кавказа и краевые участки Грузинской глыбы. Установленный в море разлом служит южной тектонической границей Крымско-Кавказской складчатой системы, отделяя участки ее морского продолжения от центральных областей Черноморской впадины. Зона складчатости между береговой линией и Крымско-Кавказским Южным разломом достигает ширины 50—60 км. В Прикавказской части моря она наиболее широка на участке между Туапсе и Новороссийском. Здесь на сейсмических материалах выделяются многочисленные поднятия, разделенные и иногда перекрытые недислоцированными отложениями. Характер соотношения дислоцированных и недислоцированных отложений весьма разнообразен.

В пределах узкого и крутого материкового склона, в непосредственной близости от береговой линии, отсутствует запись отраженных волн.

Это можно объяснить только тем, что здесь на дне моря обнажаются интенсивно перемятые флишевые комплексы верхнего мела и палеогена, широко развитые на берегу. В районе г. Туапсе и далее на юго-восток они, видимо, частично перекрыты маломощными отложениями олигоцена и нижнего миоцена со следами эрозии. В области морского продолжения Сочи-Адлерской депрессии склон сложен преимущественно олигоцен-нижнемиоценовыми отложениями (майкопской серией). На приведенной схеме (см. рис. 1) эта полоса моря заштрихована. Структурные элементы здесь наметить невозможно в связи с уже отмеченным отсутствием на сейсмической записи отраженных волн, а упоминавшиеся выше поднятия (до $15-25 \times 3-6$ км) зафиксированы на смежных участках между крутой частью материкового склона и Крымско-Кавказским Южным разломом. Многие из них выражены в рельефе дна в виде подводных возвышенностей, затухающих в море. Наиболее четко это проявилось в районе г. Туапсе (рис. 2, 3). Высота поднятий закономерно уменьшается и к северо-западу. Западнее г. Новороссийска за пределами внутренней части материкового склона все фиксируемые при исследованиях МОВ поднятия уже полностью перекрыты чехлом молодых недислоцированных отложений, резко увеличивающихся в мощности до 500—1000 м и более. Их накопление здесь, видимо, обусловлено развитием поперечного Керченско-Таманского прогиба и выносами Палео-Дона. В районе городов Лазаревская — Сочи об этой закономерности уже судить трудно, так как зона складчатости в этом направлении сужается и охватывает главным образом участки крутого склона. В большинстве случаев в пределах поднятий на материалах МОВ также отсутствует запись отраженных волн от глубоких границ, по которым можно было бы судить об их внутреннем строении. Сами же поднятия обрисовываются спокойно залегающими отражающими границами в толще несомненно более молодых отложений. Отмеченное в первую очередь относится к сравнительно узкой полосе, смежной с внутренней частью материкового склона. Большая часть зафиксированных здесь структур с одной или двух сторон ограничены сбросами. Отсутствие отражений в их пределах свидетельствует скорее всего в пользу того, что их ядра сложены интенсивно дислоцированными отложениями палеогена и отчасти нижнего миоцена. В общем плане они могут быть либо крупными горст-антиклиналями, либо горстообразными выступами тех же перемятых отложений, размытых и частично перекрытых более поздними образованиями. Во внешней полосе зоны складчатости, у Крымско-Кавказского Южного разлома природа многих поднятий легко устанавливается непосредственно по сейсмической записи. Отражающие границы в этих случаях обрисовывают достаточно просто построенные антиклинали, несколько асимметричные, с наклоном их осевых плоскостей в сторону центральных частей Черного моря. Но и здесь они ограничены сбросами и несогласно перекрыты комплексом молодых отложений (см. рис. 3). В описываемом районе дислоцированные отложения в ядрах складок можно рассматривать в качестве нижнего структурного этажа. Под верхним структурным этажом здесь следует понимать прерывисто развитые недислоцированные толщи. Особенности изменения сейсмической записи от прибрежных участков к Крымско-Кавказскому Южному разлому свидетельствуют, что степень дислоцированности, возраст и литолого-фациальный облик отложений нижнего структурного этажа должны резко меняться от прибрежных участков к внешней полосе зоны складчатости. Кроме того, для оценки возраста отложений, участвующих в строении верхнего и нижнего этажей, может быть привлечена и установленная многими исследователями закономерная миграция зон складчатости во времени от осевой части Кавказа к периферии (Шарданов, 1960; Дьяконов и др., 1972; Хаин, 1973, и др.). Считается доказанным, что складчатая структура смежных



участков суши окончательно сформировалась к концу миоцена, и если в прибрежной части установленные МОВ поднятия сложены мел-палеогеновыми и нижнемиоценовыми отложениями, то тогда во внешней полосе зоны складчатости могли достаточно сильно проявиться более поздние фазы складкообразования, а до их проявления могли накопиться отложения не только майкопской серии, но и всего миоцена. Несогласно перекрывающие их отложения в таком случае должны быть отнесены к молодому плиоцен-четвертичному комплексу Черноморской впадины. Поэтому есть основания считать, что выявленные МОВ в Прикавказской части Черного моря поднятия сложены флишевыми комплексами мела — палеогена в прибрежной части и отложениями конца миоцена во внешней полосе зоны складчатости.

Рассматриваемую большую по площади (до 10 000 км²) складчатую зону в Прикавказской части моря подразделить на отдельные крупные структурно-тектонические элементы сейчас затруднительно. Попытка выделения в ее пределах тектонических подзон и, в частности, установления южной границы Новороссийско-Лазаревского мел-палеогенового флишевого прогиба предпринималась нами на локальном участке моря в районе г. Геленджика (Терехов и др., 1970). Выделенная в то время по материалам МОВ южная граница флишевого прогиба совпала с намеченной раньше Е. Е. Милановским (1968). Материалы последующей региональной съемки, охватившей всю Прикавказскую часть моря, к сожалению, не позволили однозначно проследить ее далее на юго-восток. По всей видимости, развитые здесь структурно-тектонические подзоны в плане имеют более сложные контуры, чем продольные полосы различной ширины вдоль складчатых образований Северо-Западного Кавказа. Причиной этого может быть влияние поперечных флексур (разломов). Поэтому на рис. 1 изученные участки альпийской складчатости представлены в виде единой складчатой зоны. И хотя материалы будущих исследований, возможно, позволят подразделить отмеченную зону на более дробные элементы, сейчас можно указать на ряд фактов,

Рис. 1. Современный структурный план мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря (с использованием построений и материалов Ф. К. Байдова, И. П. Гамкрелидзе, А. И. Дьяконова, Я. П. Маловицкого, К. Н. Мамошиной, А. П. Милашина, Э. П. Москаленко, М. В. Муратова, М. Р. Пустильникова, А. Н. Шарданова, А. Л. Цагарели и др.). Тектонические зоны: I — область продолжения в море структур Крыма, II — морская часть Керченско-Таманского прогиба, III — область морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа, IV — изученные участки Грузинской глыбы в пределах Черного моря, V — морское продолжение складчатых образований Аджаро-Триалет, VI — область продолжения в море структур Восточного Понта. Основные разломы шовные зоны: ПК-К — Предгорный Крымско-Кавказский, К-КЮ — Крымско-Кавказский Южный, К-Л — Кахетинско-Лечхумская шовная зона, А — Ахтырская шовная зона, В-Ч — Восточно-Черноморский, А-ТС — Аджаро-Триалетский Северный.

1 — изобаты, 2 — изогипсы по отражающему горизонту А в плиоцен-плейстоценовых отложениях, 3 — то же, но менее уверенно, 4 — изогипсы по отражающему горизонту Б в средней части неогеновых отложений, 5 — изогипсы по отражающему горизонту В в кровле карбонатной толщи верхнего мела (Грузинская глыба), 6 — антиклинали и антиклинальные зоны, 7 — то же, но по недостаточному количеству сейсмических данных (в море), 8 — антиклинали и антиклинальные зоны центральных участков Керченско-Таманского прогиба, 9 — ось подводного хребта Архангельского (по дислоцированным образованиям мела и палеогена), 10 — разломы — шовные зоны на границах разнотипных областей, 11 — региональные разломы на границах различных тектонических зон, 12 — прочие разрывные нарушения, 13 — поперечные флексуры и разломы, 14 — граница выклинивания плиоцен-четвертичных отложений Черноморской впадины у выступов более древних образований, 15 — границы тектонических зон (на берегу), 16 — палеозойское ядро мегантиклинория Большого Кавказа, 17 — обнажения мел-палеогеновых отложений в области материкового склона (прикавказская часть моря), 18 — обнажения позднепалеогеновых — раннемиоценовых отложений в Прикавказской части моря, 19 — неоген-четвертичная впадина (прогиб) у западного склона подводного хребта Архангельского, вовлеченная в молодые подвижки, 20 — участки морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа, полностью перекрытые плиоцен-четвертичными отложениями Черноморской впадины, 21 — интрузии в Крыму

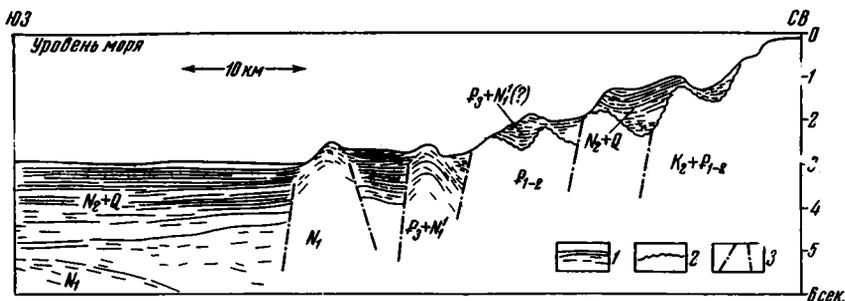


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю МОВ через материковый склон у Ново-Михайловского
1 — отражающие границы и отдельные площадки, 2 — поверхности размыва, 3 — разрывные нарушения

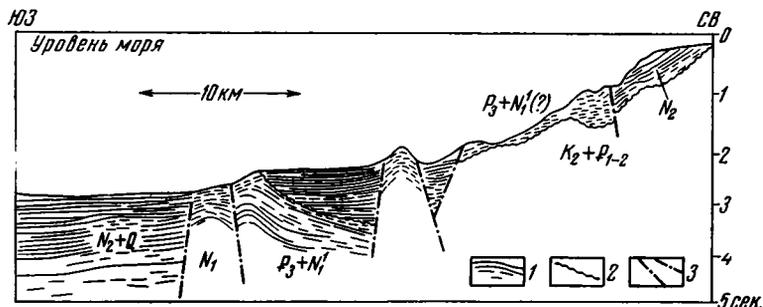


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю МОВ через материковый склон вблизи г. Туапсе
1 — отражающие границы и отдельные площадки, 2 — поверхности размыва, 3 — разрывные нарушения

свидетельствующих о формировании ее как единой зоны складчатости и об общности ее развития со структурами суши.

Прежде всего необходимо отметить, что простирания выделенных в море складок ориентированы несколько под углом к простиранию всей зоны и Крымско-Кавказскому Южному разлому. О причинах этого можно дискутировать, но отмеченная закономерность присуща единой по строению Гагро-Джавской зоне (Гамкрелидзе, 1969). Та же закономерность намечается и в складчатой системе Аджаро-Триалет (Гамкрелидзе, 1966). Е. Е. Милановский (1968), В. Е. Хаин (1968, 1969) и другие исследователи подчеркивали в своих работах запрокидывание или резкий наклон складок в стороны смежных глыб. Запрокидывание или резкий наклон к юго-западу, в сторону Черного моря, характерно и для Новороссийско-Лазаревского синклиория (Шарданов, 1960; Дьяконов и др., 1972). Наклон в ту же сторону многих складок можно наблюдать на материалах МОВ в области морского продолжения альпийской складчатости, причем даже в ее внешней части (см. рис. 3). На развитие морского продолжения складчатых структур как единой зоны и ее связь в развитии со структурами суши указывают также протрасированные в море поперечные флексуры и в общем согласное изменение простираний складок в море и на берегу в Новороссийско-Лазаревском синклиории (см. рис. 1).

Таким образом, линейность складок, согласное изменение их простираний со структурами суши, запрокидывание к юго-западу и т. д. позволяют утверждать, что зона складчатости в пределах моря сформировалась в связи с теми же причинами, которые обусловили складчатую структуру Новороссийско-Лазаревского синклиория.

Несмотря на то что Прикрымская часть моря оказалась изученной МОВ в меньшей мере, чем Прикавказская, имеющиеся материалы все же позволяют выделить наиболее существенные особенности разреза в зоне складчатости. Эту часть моря (может быть и несколько условно) можно подразделить на три участка.

Первый из них расположен к западу от меридиана г. Ялты, где наиболее крутые части материкового склона удалены от берега на расстояние до 25 км. Полоса между береговой линией и отмеченной частью материкового склона представляет собой широкое плато, слабо наклоненное в сторону центральных частей моря. В верхней части разреза зафиксированы протяженные отражающие границы в ненарушенных отложениях конца палеогена — неогена мощностью до 300—500 м. Эта

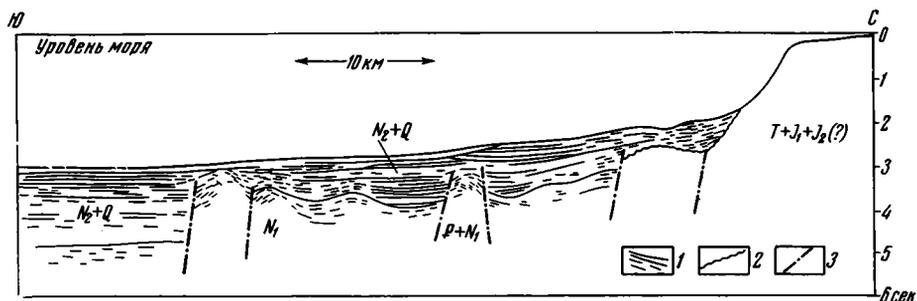


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез по профилю МОВ через материковый склон вблизи г. Ялты
1 — отражающие границы и отдельные площадки, 2 — поверхности размытия, 3 — разрывные нарушения

толща образует здесь верхний структурный этаж. Нижний этаж характеризуется отсутствием отражений на сейсмических материалах. Сложен он скорее всего образованиями таврической серии и средней юры. Резкие уступы дна срезают образования этих этажей, и они обнажаются на дне моря. Со стороны глубоководной котловины Черного моря к образованиям нижнего структурного этажа примыкает почти километровая толща спокойно залегающих отложений плиоцен-четвертичного возраста, которая несколько южнее перекрывает ряд поднятий, сложенных отложениями палеогена и неогена.

Следующий участок расположен примерно между Ялтой и Судаком. Здесь наиболее крутая часть материкового склона приближена непосредственно к береговой линии, и сложена она, судя по характеру сейсмической записи и геологическому строению берега, перемятыми отложениями таврической серии и средней юры. К югу, во внешней части материкового склона, т. е. до глубин моря 1800—2000 м, на сейсмических материалах четко выделяются два структурных этажа. Практически недислоцированные отложения верхнего этажа выклиниваются на крутых участках склона. Их мощность достигает местами 800—1000 м. Верхний этаж образуют главным образом плиоцен-четвертичные отложения. По кровле пород нижнего структурного этажа намечаются крупные поднятия, во многом схожие с выделенными в Прикавказской части моря (рис. 4), но здесь они полностью перекрыты молодыми отложениями и поэтому не выражены в рельефе дна.

Складчатые структуры в прикрымской части моря также ограничены Крымско-Кавказским Южным разломом. Во внутренней части зоны складчатости они представляют собой горст-антиклинали или крупные горстовые блоки образований таврической серии, средней юры и, возможно, отложений конца юрского — начала мелового времени. Как отмечал раньше М. В. Муратов (1960, 1972), эта часть складчатой зоны представляется морским продолжением раздробленного и размытого

ядра Крымского мегантиклинория, перекрытого молодыми отложениями Черноморской впадины. Во внешней полосе зоны складчатости зафиксированные МОВ поднятия, видимо, сложены неогеновыми отложениями и осложняют южное крыло мегантиклинория.

К востоку от меридиана г. Судака материковый склон становится более спокойным и широким. Почти километровая толща молодых недислоцированных отложений перекрывает здесь складчатые структуры меловых — неогеновых пород. По мере продвижения к востоку складки внешней полосы зоны складчатости приобретают брахиформные очертания, характерные для Керченско-Таманского прогиба. В морской части этого прогиба сейсмическими исследованиями более ранних лет установлено продолжение в море всех антиклинальных зон Тамани, изменяющих простирания с субширотного на юго-западное. Верхняя часть разреза здесь, особенно на участках пологого материкового склона, характеризуется отсутствием устойчивых отражающих границ. Зафиксированные на материалах МОВ непротяженные границы и отдельные отражающие площадки расположены в разрезе и в плане без видимых закономерностей — признак того, что они связаны с отложениями дельтового характера (выносы Палео-Дона). Вблизи границы с абиссальными участками Черноморской впадины строение верхней части разреза постепенно меняется. В ней появляются устойчивые отражающие границы, спокойно погружающиеся к югу с углами, равными или меньшими среднего уклона дна.

Мы еще не имеем достаточно надежных данных, чтобы вплотную подойти к решению вопросов, связанных с особенностями формирования Керченско-Таманского прогиба, но представляется, что главным фактором в его развитии была активизация древних поперечных разломов. Один из таких разломов на востоке прогиба проявился в структуре мезозойско-кайнозойских отложений в виде Джигинской флексуры (см. рис. 1). На западе Керченско-Таманский прогиб ограничивает поперечный разлом доальпийского заложения в районе г. Феодосии. Олигоцен-неогеновые складки этого прогиба не наследуют мезозойско-эоценовый структурный план, а, как считают А. Н. Шарданов (1960), В. Е. Хаин (1973) и др., изменили простирания в связи с поперечным прогибанием всей области. Последнее подтверждается материалами недавних геофизических исследований и глубокого бурения на Керченском полуострове, согласно которым под чехлом олигоцен-неогеновых отложений сюда продолжают мезозойско-эоценовые структуры Северо-Западного Кавказа (Попович, 1974).

В юго-восточной периферийной части Черного моря нашими исследованиями МОВ прослежены в море типичные структуры Грузинской глыбы. Участок между Гагрой и Сухуми относят к Гудаутской подзоне Грузинской глыбы (Гамкрелидзе, 1969 и др.). Здесь в смежной части моря батиметрической съемкой (Гончаров, Непрочнов, 1960) оконтурена крупная морфоструктура — так называемая Гудаутская отмель, которая на материалах МОВ проявилась приподнятым блоком субмеридионального простирания, ограниченным на западе и востоке зонами разломов. Простирание их нормальное к простиранию складчатых структур Большого Кавказа (см. рис. 1). На западе зона поперечных разломов проявляется в мезозойско-кайнозойских отложениях в виде разрывных нарушений амплитудой выше 500 м, четко фиксируемых на сейсмических записях. С отмеченной зоной поперечных разломов связаны особенно крупные оползневые блоки до 5—7 км при высоте 0,2—0,4 км. С востока Гудаутский участок ограничен поперечной зоной разломов, которая иначе проявилась на сейсмической записи. Здесь зафиксированы проседания толщ, с которыми связаны основные отражающие границы, разрастание мощности отложений между ними, выклинивание их по обе стороны от зоны и потеря выразительности сейсми-

ческой записи. Этой поперечной зоне разломов соответствует крупная подводная поперечная долина, и здесь также наблюдаются крупные оползневые блоки и участки пологих сдвигов до 12 км при высоте 0,7—0,8 км.

Центральное положение в разрезе Гудаутского участка занимает опорная отражающая граница, относимая по увязке с береговыми скважинами к кровле карбонатной толщи верхнего мела. На ее уровне вырисовывается поднятие, размеры которого составляют примерно 60×40 км. Оно имеет субмеридиональное простирание и осложнено в центральной части разрывными нарушениями небольшой амплитуды. Углы наклона крыльев поднятия не превышают 1,5—2°. Общий струк-

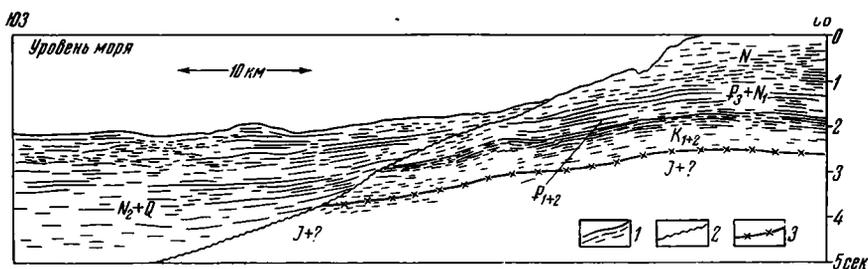


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по профилю МОВ через материковый склон у г. Очамчиры
1 — отражающие границы и отдельные площадки, 2 — поверхности размыва, 3 — расчетное положение подошвы меловых отложений

турный план Гудаутского поднятия сохраняется и по более поздним отложениям, но сильно искажен молодыми процессами эрозии. Данные бурения на берегу и характер сейсмических материалов по морским профилям позволяют считать, что разрез Гудаутского участка выполняют отложения от юрских (как будет показано ниже) до миоценовых. Отложения плиоцена здесь либо отсутствуют, либо незначительны по мощности. В 50—60 км от берега слагающие Гудаутский участок мезозойско-кайнозойские отложения размывы и со стороны центральных частей Черноморской впадины несогласно перекрыты молодым комплексом глубоководной впадины. На ряде профилей четко наблюдается, что отложения юры, мела и палеогена — миоцена эродированы и по системе разломов опущены на глубину свыше 2,5—3 км в область современной глубоководной котловины Черного моря.

Побережье от г. Сухуми до г. Кобулету относят к Колхидской тектонической подзоне Грузинской глыбы. К ее северной части (район городов Очамчиры — Кулеви) примыкает участок моря шириной 40—60 км, геологическое строение дна которого, по данным МОВ, во многом схоже с рассмотренным выше. По кровле карбонатной толщи верхнего мела этот участок также представляет собой крупное (до 60×30 км) поднятие, но северо-западного простирания (рис. 5). Очамчирский участок отделяется от Гудаутского поперечной зоной разломов. Как и в Гудаутском районе, мезозойско-кайнозойские отложения здесь со стороны глубоководной впадины размывы и несогласно перекрыты молодым комплексом отложений. Важно отметить, что на берегу бурением вскрыто до 1400 м преимущественно карбонатных отложений верхнего и нижнего мела. По данным зондирований КМПВ (Непрочнов, Москаленко, 1969), скорость распространения упругих волн в меловых отложениях в пределах моря составляет 4,5—5 км/сек. Из этого следует, что отложения верхнего и нижнего мела при их мощности до 1400 м займут на временных разрезах диапазон записи всего в 0,5—0,7 сек и положение подошвы меловых образований на них будет примерно таким, как показано на сейсмогеологическом разрезе (см. рис. 5).

На том же рисунке можно видеть, что только изученная часть плиоцен-четвертичных отложений Черноморской впадины (2,5—3 км) перекрывает здесь и отложения юры. Аналогичная картина имеет место и в Гудаутском районе моря. Нам неизвестна полная мощность юрских образований в Западной Грузии, и поэтому мы не исключаем возможности налегания молодых отложений глубоководной впадины на доюрские образования. Материалы бурения свидетельствуют, что близкая картина имеет место и на берегу у северного борта Рионо-Супсинского прогиба, где также установлено трансгрессивное залегание плиоценовых отложений на мел-палеогеновых.

Рионо-Супсинский прогиб является наиболее прогнутой частью Колхидской тектонической подзоны на границе со складчатыми образованиями Аджаро-Триалет и выполнен более чем трехкилометровой моласовой толщей конца миоцена — плиоцена. В сечении субмеридиональных профилей МОВ в море этот прогиб имеет асимметричное строение по меловым отложениям. Его северный борт образуется флексурообразным изгибом верхнемеловых и, возможно, маломощных здесь палеоцен-эоценовых отложений с последующим ступенчатым погружением их к центральной части прогиба по разломам. Более крутое строение южного борта обусловлено шовным характером сочленения Рионо-Супсинского прогиба и Гурийской подзоны Аджаро-Триалет.

Материалы морских сейсмических исследований МОВ показали большую общность строения изученной части разреза в Гудаутском и Очамчирском районах моря, хотя они продолжают структуры, относимые на берегу к различным тектоническим подзонам. Некоторое различие в простираниях поднятий в их пределах, по мнению автора, обусловлено зонами поперечных разломов, которые, собственно, и определили субмеридиональное простирание поднятия на Гудаутском участке. Вместе с тем достаточно уверенно устанавливается различие в строении верхней части разреза на Очамчирском участке и в районе морского продолжения Рионо-Супсинского прогиба, которые на берегу объединяются в одну тектоническую подзону. При рассмотрении поведения кровли карбонатной толщи верхнего мела от складчатых образований Большого Кавказа на севере до Аджаро-Триалет на юге и при сопоставлении сейсмических материалов с данными бурения на берегу становится очевидным, что Рионо-Супсинский прогиб следует выделять в самостоятельную тектоническую подзону Грузинской глыбы. Он имел отличную историю геологического развития по крайней мере с послеэоценового времени. В эпоху накопления майкопских отложений в Гудаутской и на северных участках Колхидских подзон область Рионо-Супсинского прогиба была приподнятой и, возможно, служила источником сноса терригенного материала. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) считают, что майкоп здесь отсутствует первично. В настоящее время в пределах Рионо-Супсинского прогиба скважины вскрывают на глубине 2,5—3 км лишь отложения мзотиса, в то время как на северных участках Колхидской подзоны уже на глубине 1,5—1,8 км вскрываются отложения палеогена и мела.

К югу от морского продолжения субширотного Рионо-Супсинского прогиба исследованиями МОВ изучено продолжение в море складчатых образований Аджаро-Триалет. В общем плане относительно смежного прогиба здесь можно наметить несколько последовательно приподнятых ступеней. Внешняя их граница находится на продолжении Аджаро-Триалетского Северного разлома, по А. Л. Цагарели (1966), который на берегу разделяет Рионо-Супсинский прогиб и Гурийскую подзону Аджаро-Триалет. Близ берега этот разлом имеет северо-западное направление, а примерно в 30 км от береговой линии меняет его на юго-западное (см. рис. 1). В 10—15 км южнее на сейсмических материалах хорошо выделяется еще один разлом, повторяющий пространственное

положение Аджаро-Триалетского Северного в море. Северная из отмеченных ступеней расположена между этими разломами, а южнее расположенная ступень приподнята относительно северной на 1,5—2 км. В их пределах крупные антиклинали (до 25 км и более) разделены широкими пологими синклиналями. Многие из них носят характер надразломных складок. По особенностям сейсмической записи создается впечатление, что складчатость здесь менее напряженная, чем в зоне морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа или Крыма. Обе ступени в изученной части разреза сходны по структурным формам и продолжают в море известные на берегу поднятия (Натанебское и др.).

Особенности геологического строения смежных участков берега позволяют предположить, что антиклинали северной ступени Гурийской тектонической подзоны сложены отложениями конца палеогена, миоцена и отчасти раннего плиоцена. Синклинали здесь выполнены главным образом миоценовыми и плиоцен-четвертичными отложениями. Антиклинальные и синклинальные структуры расположенной южнее ступени сложены теми же образованиями, но роль плиоцен-четвертичных в разрезе меньшая. В плане антиклинали морского продолжения Гурийской подзоны изменяют простирания согласно поведению разломов на границах ступеней. Резкий поворот к юго-западу всех структурно-тектонических элементов Гурийской подзоны представляется автору обусловленным возможной здесь зоной поперечных разломов по линии Трабзон — Сухуми (см. рис. 1). За пределами материкового склона у г. Трабзон складчатые структуры на сейсмических материалах уже не фиксируются.

Узкий и крутой материковый склон между городами Батуми и Орду сменяется к западу системой крупных морфоструктур. Восточная и наиболее крупная из них носит название подводного хребта Архангельского. В его пределах на сейсмических материалах отмечаются два структурных этажа. Нижний характеризуется отсутствием записи отраженных волн, а в верхней части разреза (на вершине хребта) зафиксированы отражения от непротяженных, слегка волнистых границ в диапазоне записи до 1 сек. Граница между этими структурными этажами представляет собой эрозионную поверхность, четко проявившуюся на сейсмической записи. На отдельных участках северо-восточного склона подводного хребта Архангельского на дне моря обнажаются породы нижнего этажа. К образованиям нижнего этажа здесь примыкает почти двухкилометровая толща плиоцен-четвертичных отложений. Она характеризуется многочисленными протяженными, но слабо выраженными на записи отражающими границами, что типично для записи отражений в глубоководных частях Черноморской впадины. Образования нижнего и верхнего этажей рассматриваемого хребта на юго-западном склоне несогласно перекрываются молодыми недислоцированными отложениями, отражающие границы в которых обрисовывают к западу от хребта пологий асимметричный прогиб, также выполненный плиоцен-четвертичными отложениями. Мощность их здесь превышает 1500 м. В центральной части прогиба в рельефе дна моря отмечается узкая эрозионная долина — русло одной из рек четвертичного времени (Маловицкий, Терехов, 1973). Плиоцен-четвертичная толща рассматриваемого прогиба гипсометрически почти на 1 км выше относительно одновозрастной толщи, выклинивающейся у северо-восточного склона. По направлению к центральным частям Черноморской впадины это различие в положении плиоцен-четвертичных отложений на разных склонах подводного хребта постепенно исчезает.

Сведения о слабых проявлениях тектонических движений после пиренейских в пределах Восточного Понта и намечающаяся тенденция к повороту на северо-запад, в область подводного хребта Архангельско-

го, смежных структур суши позволяют считать, что они находят свое продолжение в море в виде отмеченного хребта, а его нижний структурный этаж сложен перемятыми вулканогенно-осадочными отложениями мела и палеогена. Эти образования находятся также в основании прогиба к западу от хребта. Образования верхнего этажа, расположенные между двумя эрозионными поверхностями, в этом случае следует рассматривать как остатки размытых отложений конца палеогена и миоцена. В целом на сейсмических материалах подводный хребет Архангельского вырисовывается единым крупным блоком, а не системой складок, как это наблюдается в областях морского продолжения Аджаро-Триалет или Северо-Западного Кавказа.

Отсутствие складчатых структур за пределами материкового склона у г. Трабзона и продолжение западнее в море структур подводного хребта Архангельского принципиально иного типа свидетельствуют о том, что складчатые образования Аджаро-Триалет заканчиваются где-то в районе г. Трабзона. Не исключено, что их окончание здесь обусловлено зоной поперечных разломов по линии Трабзон — Сухуми. Взаимоположение различных комплексов пород в пределах хребта Архангельского и смежного прогиба характерно и для других морфоструктур этого района. Четко фиксируемые поверхности несогласного залегания разновозрастных и разнотипных образований указывают на значительные вертикальные подвижки здесь с конца палеогенового времени. Опускание же самого хребта под воды Черного моря произошло на самых последних этапах геологического развития южной периферийной части Черноморской впадины.

В глубоководных частях восточной половины Черноморской впадины, за пределами морских продолжений складчатого обрамления и рассмотренных выше участков Грузинской глыбы, исследованиями МОВ достоверно изучены лишь 2,5—3 км молодых осадочных отложений. В этой части разреза осадочного чехла Черноморской впадины намечаются два этажа отложений, которые разделяются отражающей границей Б (см. рис. 1, 2). Наиболее уверенно она прослежена в абиссальной части между меридианами городов Геленджик и Сочи, где эта граница погружается в сторону берега. Ее дальнейшее северо-восточное распространение здесь контролируется Восточно-Черноморским разломом. У разлома она погружается до 2,5—3 км и залегаёт на глубине примерно 1,5 км ниже уровня дна моря ближе к центральному частям впадины. Граница Б погружается и к северо-западу, но западнее меридиана Геленджика не прослежена. Залегающий выше нее осадочный комплекс спокойно погружается в противоположном направлении (см. рис. 2).

Предварительные данные глубоководного бурения в Черном море (Geotimes, 1975) подтвердили наши прежние представления (Маловицкий, Терехов, 1972; Терехов и др., 1973) о положении границы Б в средней части неогеновых отложений Черноморской впадины. Зафиксированные лишь на отдельных профилях МОВ отражающие границы в подошве верхнего комплекса в Прикрымской части моря и у подводного хребта Архангельского (Терехов и др., 1971), видимо, одновозрастны. В Прикрымской части, за пределами складчатой зоны, такая граница расположена на глубине 2,3—3,3 км ниже уровня дна (см. рис. 1). Ее более глубокое положение здесь объясняется большим прогибанием северо-восточной области Черноморской впадины, особенно напротив Керченско-Таманского прогиба. Об этом можно судить по площадям зоны складчатости под водами моря у Крыма и Северо-Западного Кавказа, а также по поведению отражающей границы А в толще отложений конца плиоцена — плейстоцена (см. рис. 1).

Хотя глубина изучения разреза МОВ в центральных частях Черноморской впадины практически ограничивается верхним комплексом

плиоцен-четвертичных отложений, по отдельным фрагментам и с привлечением данных ГСЗ представляется возможным наметить некоторые важные закономерности распределения здесь мезозойских отложений. Как уже отмечалось выше, в Гудаутском и Очамчирском районах моря плиоцен-четвертичные отложения несогласно перекрывают осадочные образования от юрских до нижнетретьичных (см. рис. 5). Эта достаточно широкая полоса несогласного залегания разнотипных отложений в плане совпадает со сводовой частью выявленного ГСЗ Восточно-Черноморского поднятия (Непрочнов, Гончаров, 1959; Балавадзе и др., 1968). На сейсмической записи по профилю МОВ, выполненному примерно вдоль осевой части этого поднятия, зафиксирована эрозионная поверхность на протяжении около 100 км. Сопоставление характера сейсмической записи в точках пересечения отмеченного профиля с профилями, ориентированными от берега в море, в том числе с профилем, приведенным на рис. 5, показало, что в сводовой части Восточно-Черноморского поднятия отложения мезозоя и палеогена глубоко размыты и перекрыты молодыми отложениями Черноморской впадины. Важно отметить, что такая же четкая эрозионная поверхность зафиксирована в сводовой части поднятия Андрусова на материалах советских исследований МОВ и материалах французской экспедиции на НИС «Флоранс», которые любезно предоставил в «Южморгео» руководитель экспедиции Жан-Пьер Файл. И здесь выше эрозионной поверхности на записи выделяется молодая горизонтально залегающая толща мощностью свыше 2500—3000 м. На опубликованном разрезе ГСЗ через Центрально-Черноморское поднятие (Москаленко, Маловицкий, 1974) самая верхняя преломляющая граница расположена на глубине всего 3—4 км ниже уровня дна, а граничная скорость по ней составляет 5,6—6 км/сек. Такая скорость по периферии Черноморской впадины соответствует образованиям гранитно-метаморфического слоя, а близкие к ней значения (5,2—5,8 км/сек) характеризуют палеозойские образования в северных обрамляющих областях (Чекунов, 1972). Из этого следует, что 3—4-километровая толща несомненно неоген-четвертичных отложений в пределах Центрально-Черноморского поднятия залегает по меньшей мере на образованиях палеозоя.

Таким образом, в глубоководных частях Черноморской впадины отложения мезозоя и отчасти палеозоя, образующие здесь чехол срединного массива (Муратов, 1972), глубоко размыты в пределах Восточного и Центрально-Черноморского поднятий и поднятия Андрусова, а в смежных частных впадинах — Сорокина и Восточно-Черноморской, видимо, они не затронуты эрозией, хотя и здесь суммарная мощность отложений верхнего палеозоя и мезозоя должна быть сравнительно небольшой. В целом осадочный слой Черноморской впадины отличается весьма низкими скоростями распространения упругих волн, и большая его часть, как показал А. В. Чекунов (1972), выполнена отложениями олигоцена, неогена и четвертичного времени. Образование мощной толщи молодых отложений связано с принципиально новым этапом развития впадины. Налегание их в ряде мест на размытые образования мезозоя и более раннего времени свидетельствуют, во-первых, о резком усилении процессов прогибания впадины и, во-вторых, о том, что до начала этих процессов рельеф срединного массива на месте современной Черноморской впадины был весьма расчлененным. Некоторые из разломов, определявших структурно-морфологические особенности срединного массива, были активными и на последующих этапах развития региона, проявившись даже в плиоцен-четвертичных отложениях к югу от Крыма за пределами складчатой зоны, а также в зоне Трансчерноморского поперечного разлома по линии Синоп — Одесса. На материалах советских сейсмических исследований, отмеченных раньше материалами французской экспедиции и на материалах, полученных во время

рейса «Атлантис-2» (Ross et al., 1974), в этих зонах зафиксированы многочисленные разрывные нарушения в самой верхней части разреза. Их амплитуды здесь составляют первые десятки метров. На одиночных профилях МОВ в Прикрымской части моря более существенные нарушения определили в низах плиоцен-четвертичных отложений структуры блокового характера, строение которых пока не изучено.

Отмечаемое на ряде профилей (см. рис. 2) срезание современными уступами дна молодых недислоцированных отложений позволяет сделать вывод о том, что вторая половина неогена была временем образования некомпенсированной осадками глубоководной котловины Черного моря.

Литература

- Архипов И. В. и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований.— Бюл. Отд геол., 1970, № 2.
- Балавадзе Б. К. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.
- Гамкрелидзе И. П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря.— Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов, Проблема 10. Морская геология. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Дьяконов А. И., Цагарели А. Л., Маловицкий Я. П., Байдов Ф. К., Терехов А. А. Тектоническая карта западной части Кавказа и прилегающей акватории Черного моря. Изд-во МГУ, 1972.
- Маловицкий Я. П., Терехов А. А. О природе подводного хребта Архангельского в Черном море.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 3.
- Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон.— Сов. геология, 1962, № 6.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Непрочнов Ю. П., Гончаров В. П. Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря.— Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 2.
- Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудауты.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Попович В. С. Структуры мезозойского комплекса Керченского полуострова.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Терехов А. А., Хахалев Е. М., Маловицкий Я. П. Новые данные о геологическом строении Прикавказского континентального склона Черного моря.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1.
- Терехов А. А., Мамошина К. Н., Москаленко Э. П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Наука», 1973.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ, серия геол., 1968, № 6; 1969, № 1.
- Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Недра», 1966.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. «Наукова думка», Киев, 1972.
- Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа.— Труды КФ ВНИИнефть, вып. 3, 1960.
- Glomar Chellendger drills the Black Sea. O Geotimes, 1975, No 10.
- Ross D. A., Uchupi E., Bowin C. O. Shallow structure of Black Sea.— In: Black Sea: Geol., Chem. and Biol. Tulska Okla, 1974.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(575.15)

**СИНЕЛЬНИКОВ В. Я., КИРШИН А. В., НЮССЕР Э. Г.,
БЕЛЯВСКИЙ В. В.****СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ
СУРХАНДАРЬИНСКОЙ МЕГАСИНКЛИНАЛИ В СВЕТЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

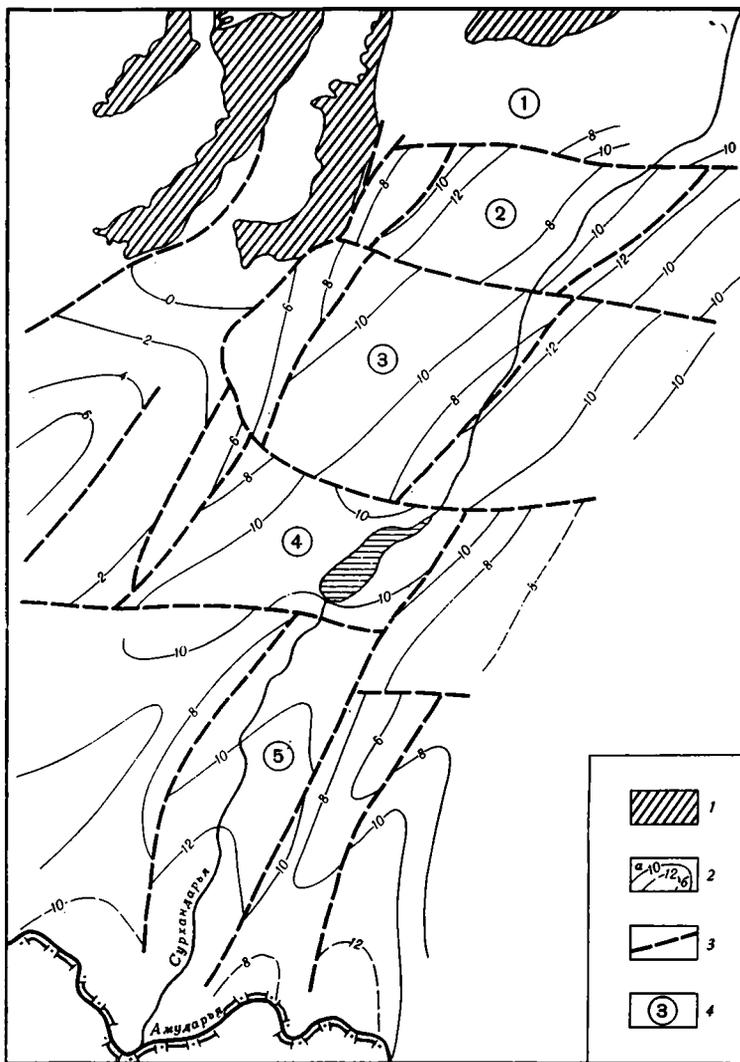
Потенциальные возможности Сурхандарьинской мегасинклинали в отношении нефтегазоносности оцениваются достаточно высоко по всему разрезу мезозойско-кайнозойских отложений (Акрамходжаев, Эгамбердыев, 1974; Азимов и др., 1971). Однако опоскован и разведан, да и то далеко не полностью, лишь палеогеновый нефтеносный комплекс, к которому приурочены практически все известные залежи.

В последние годы появились данные, прямо подтверждающие высокие перспективы нижележащей части осадочной толщи. Так, в пробуренной на площади Гаджак скважине получен промышленный приток газа из верхнеюрских отложений. На высокую перспективность нижнего этажа показывают и многочисленные примеры по сопредельным территориям. В связи с этим встал вопрос о необходимости получения объективных геологических сведений о глубоких горизонтах осадочного чехла и, в частности, о поведении рельефа складчатого основания. Изучением последнего занимались в разные годы Л. Б. Вонгаз, А. Б. Коган (1964), Б. Б. Таль-Вирский (1964), М. Л. Белеловский (1965) и др.

СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ

Поверхность складчатого основания, как правило, четко отделяет по физическим свойствам породы осадочного чехла от палеозойских образований, являясь в большинстве случаев надежным репером при геофизических исследованиях. Поэтому в условиях отсутствия в районе прямых геологических сведений о морфологии фундамента большое значение при изучении его рельефа приобретают материалы геофизики.

В пределах Сурхандарьинской впадины выполнен широкий комплекс геофизических исследований, позволивший уточнить особенности тектонического строения мегасинклинали в целом и поведение рельефа фундамента в частности. Для решения последней задачи впервые использованы материалы магнитотеллурических зондирований. При этом учтены данные сейсмологии, грави- и магниторазведки. В результате построена схематическая структурная карта (рис. 1) рельефа фундамента по изучаемому региону, анализ которой показывает чрезвычайную сложность его геотектонической обстановки.



Схематическая структурная карта поверхности складчатого основания

Усл. обозначения: 1 — выходы на поверхность палеозойских образований; 2 — изогипсы поверхности складчатого основания: а — проведенные уверенно, б — гипотетически; 3 — разрывные тектонические зоны; 4 — крупные тектонические блоки складчатого основания. 1 — Северный — Предгиссарский, 2 — Денауский, 3 — Шурчинский, 4 — Кумкурганский, 5 — Джаркурганский

Достоверность определения глубины залегания складчатого основания при интерпретации МТЗ подтверждается вполне удовлетворительным совпадением с положением кровли фундамента, полученным по результатам ГСЗ и наблюдений со станциями «Земля». Дополнительным критерием надежности результатов, полученных по данным МТЗ, служит в первую очередь хорошее совпадение глубины до промежуточных опорных горизонтов в осадочном чехле с данными глубокого бурения на площадях Ляльмикар, Коштар, Кошчека, Миршади и с другими методами геофизики.

Поверхность герцинского консолидированного фундамента Сурхандарьинской мегасинклинали довольно сильно расчленена эрозионными процессами, интенсивно развивавшимися в пермо-триасовое время. За

последующий платформенный период развития области, продолжавшийся до позднеолигоценового времени, складчатое основание испытало лишь незначительные вертикальные подвижки. Основные тектонические движения, горизонтальные сдвиги, поднятия и опускания, сформировавшие современную блоковую структуру поверхности складчатого основания Сурхандарьинской мегасинклинали и складчатое строение перекрывающего его осадочного чехла, происходили в альпийский цикл орогенеза, в который территория впадины была вовлечена в позднеолигоценовое время. Интенсивные тектонические движения продолжаются здесь до настоящего времени.

Глубина залегания поверхности складчатого основания в пределах Сурхандарьинской мегасинклинали колеблется от 6 до 12—12,5 км, а в пределах примыкающей с запада Байсунской мегаантиклинали — от 0 до 5—6 км.

Учитывая, что в горах Сурхантау, сложенных палеозойскими образованиями и примыкающих с северо-запада к Сурхандарьинской впадине, абсолютные отметки достигают 2,5 км, можно констатировать, что амплитуда тектонических движений, обусловивших современную структуру поверхности складчатого основания, достигает в пределах региона 15 км.

При выбранном сечении изолиний на карте ряд деталей структурного плана поверхности складчатого основания неизбежно теряется. Прослеживаются только основные антиклинальные и синклинальные зоны. Из разломов нашли отражение лишь те, которые достаточно четко выражены в амплитудном отношении. Судить о времени заложения этих разрывных структур на современном уровне геолого-геофизической изученности региона не представляется возможным. Лишь условно можно предполагать, что субширотные разрывные зоны, наследуя основное простираение герцинских структур фундамента, по-видимому, имеют более древнее происхождение по сравнению с субмеридиональными, наследующими альпийскую структуру осадочного чехла.

Сурхандарьинская мегасинклиналь разбита серией субширотных разрывных тектонических зон на пять крупных блоков.

В пределах северного Предгиссарского блока вблизи южных предгорий Гиссарского хребта отмечается максимальный для Сурхандарьинского подъяма поверхности складчатого основания. Этот блок, по-видимому, является зоной сочленения Сурхандарьинской мегасинклинали с обрамляющими горными сооружениями.

К югу поверхность фундамента на расстоянии 5—10 км резко погружается до глубины 12 км. Здесь намечается субширотная тектоническая разрывная зона, отделяющая Предгиссарский блок от Денауского. Южнее разлома фиксируется наиболее глубокая впадина поверхности фундамента на территории Сурхандарьинской мегасинклинали. Аналогичные глубины (более 12 км) отмечаются лишь на крайнем юге территории вблизи р. Амударья. Характерной особенностью следующего Шурчинского блока является наличие в его центральной части четко выраженного поднятия, соответствующего Миршадинской структуре в чехле.

В центральной части Сурхандарьинской мегасинклинали выделяется Кумкурганский блок, резко отличный по целому ряду показателей от соседних. В его центральной части выделяется относительно спокойное плато, опущенное на глубину около 10 км. Этой части присуща наименьшая дислоцированность и в вышележащих толщах. Блок четко выделяется в магнитном поле положительными значениями T_a . Не исключена вероятность того, что он имеет продолжения в западном и восточном направлениях за пределы Сурхандарьинской мегасинклинали.

Вся южная часть изученной территории отнесена к Джаркурганскому блоку. Его отличают максимальные размеры, сильная дислоциро-

ванность, резкие изменения глубин до складчатого основания (от 6 до 12 км и более).

Наряду с субширотными разрывными зонами четко выделяется субмеридиональная Предбабатагская флексурно-разрывная зона, де-ляющая мегасинклинали на две относительно крупные тектонические единицы — Сурханский прогиб на западе и западную часть Бабатагской мегантиклинали на востоке.

Из более мелких разрывных структур субмеридионального прости-рания отмечается разлом, проходящий восточнее Западно-Сурхандарь-инской флексурно-разрывной зоны, а также нарушения типа сброс — надвиг, осложняющие восточные крылья поднятий Хаудаг и Актау. Все перечисленные разрывные структуры находят свое отражение и в осадочном чехле. Амплитуда вертикального сдвига в целом по направ-лению к поверхности несколько уменьшается.

Весьма характерно поведение поверхности фундамента вблизи Пред-бабатагской флексурно-разрывной зоны: плавный подъем дна Сурхан-ского прогиба к востоку от Предбабатагской разрывной структуры за-мещается глубоким прогибом, дно которого вновь начинает поднимать-ся в сторону Бабатага. Однако даже в приосевой части последнего по-верхности складчатого основания залегает на глубине 9—10 км, почти аналогичной средней глубине его залегания в пределах Сурхандарь-инской мегасинклинали в целом. Это свидетельствует в пользу того, что Бабатагское поднятие не является унаследованной структурой фунда-мента, а представляет собой складку, образовавшуюся в результате смятия пород осадочного чехла в процессе орогенического этапа раз-вития региона. Амплитуда вертикального смещения поверхности складчатого основания северо-западного и юго-восточного бортов Предбабатагской флексурно-разрывной зоны изменяется от 2 до 4 км. Лишь в пределах блока, расположенного к северу от поднятий Хаудаг и Актау, она уменьшается до 0,5—1 км.

Таким образом, предлагаемая структурная карта поверхности складчатого основания может явиться хорошим подспорьем при текто-ническом районировании территории, выборе мест заложения глубоких скважин, подсчете прогнозных запасов нефти и газа нижних этажей осадочного чехла объемно-генетическим методом.

Литература

- Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э.* Некоторые итоги литолого-фациальных и гео-химических исследований нефтегазоносных мезозойских и палеогеновых отложений Южного Узбекистана.— *Узб. геол. ж.*, 1974, № 6.
- Азимов П. К., Тургунов Х. М., Мусаев С. И. и др.* Основные результаты и перспектив-ные направления геологоразведочных работ на нефть и газ в Сурхандарьинской области. ВНИИОЭНГ, М., 1971.
- Белеловский М. Л.* Тектоническое районирование подсолевого структурного этажа Аф-гано-Таджикской впадины (по геофизическим данным).— В кн.: Вопросы геологи-ческого строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 1. «Ирфон», Душанбе, 1965.
- Вонгаз Л. Б., Коган А. Б.* Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью.— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. «Наука», М., 1964.
- Таль-Вирский Б. Б.* Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформен-ной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований).— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектони-ческие движения и сейсмичность. «Наука», М., 1964.

Институт геологии и разведки
нефтяных и газовых месторождений
Ташкент

Статья поступила
13 января 1978 г.

ХРОНИКА

УДК 651.242.3(234.851)

ОФИОЛИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

(4-я Полевая офиолитовая конференция, заседание международной рабочей группы проекта 39 «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов» МПГК)

Основные усилия и координация международных исследований по изучению пород офиолитовой ассоциации в последние годы сосредоточены в рамках проекта 39 «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов», включенного в Международную программу геологической корреляции ЮНЕСКО и МСГИ по предложению советских ученых. В предыдущие годы международной рабочей группой проекта были успешно осуществлены полевые офиолитовые конференции в Иране, на акватории Филиппинского моря, в Канаде и США. В соответствии с научной программой проекта 4-я полевая офиолитовая конференция была проведена в СССР с 31 июля по 15 августа 1978 г. с основной научной целью — познакомить широкий круг ученых со строением офиолитов Урала, в пределах которого пояса распространения пород этого комплекса прослеживаются почти на 2500 км с севера на юг. Офиолиты Урала широко известны благодаря многолетним исследованиям многих поколений советских геологов, некоторые из работ которых стали классическими в мировой геологии. Объектом для 4-й Международной полевой конференции были выбраны офиолиты Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале, изученного в последние годы весьма подробно большой группой исследователей из научных учреждений Москвы, Свердловска, Новосибирска и Ленинграда.

Проведению офиолитовой конференции предшествовала большая подготовительная работа. Был написан и издан на русском и английском языках подробный путеводитель и подготовлена международная библиография по проблеме геологии офиолитов за 1977 г. Эти работы дополнили вышедший в 1977 г. также в связи с предстоящей конференцией специальный номер журнала «Геотектоника» (№ 6), полностью посвященный проблемам геологии и тектоники офиолитовой ассоциации, и монография «Петрология и метаморфизм древних офиолитов». Эти публикации были представлены участникам конференции. Организационные вопросы по проведению экскурсий и заседаний были возложены Советским комитетом по МПГК на ГИН, ЛОПИ и ИГГ УНЦ АН СССР.

В течение 29—31 июля в Москву прибыли ученые из 17 стран, представлявшие Европу, Азию, Северную Америку и Австралию. 1 августа специальным рейсом Москва — Салехард иностранные ученые прибыли в полевой лагерь, куда уже за несколько часов до них вертолетом МИ-6 была доставлена большая группа советских ученых из 10 научных учреждений Москвы, Ленинграда, Свердловска и Новосибирска. Несмотря на сложные метеорологические условия арктических широт, оперативное маневрирование транспортом (вертолет МИ-8 и вертолеты ГАЗ-71) позволило полностью выполнить всю намеченную программу экскурсий 4-й Полевой офиолитовой конференции и в течение девяти маршрутных дней осмотреть не только все описанные в путеводителе и подготовленные к осмотру разрезы, но и провести один дополнительный маршрут сверх намеченной программы.

Для понимания образования и структурного положения офиолитов Войкаро-Сыньинского массива важно подчеркнуть следующие особенности геологического строения данной части Полярного Урала. Покров офиолитов надвинут по направлению к западу в сторону Восточно-Европейской платформы. В их основании и к западу от офиолитов широким распространением пользуются палеозойские флишевые и пелагические образования, смятые в лежачие складки и слагающие пакет тектонических чешуй. Офиолитовый детрит в зоне тектонических чешуй впервые встречается в породах визейского возраста. Западные зоны тектонических покровов расположены выходы недеформированного рифейского фундамента и палеозойского платформенного чехла.

Вдоль западной границы офиолитовых покровов прослеживается пояс выходов пород, подвергшихся метаморфизму высоких давлений. Среди глубокометаморфизованных образований вулканы практически отсутствуют.

Восточная граница офиолитов проходит вдоль контакта с кварцевыми тоналитами и диоритами, которые прорывают породы комплекса параллельных даек. Тоналиты древнее среднего девона, и их возраст по данным K/Ar-метода датируется в 375 млн. лет. К востоку от диоритов распространены палеозойские (вплоть до позднедевонских) вулканические и туфогенные образования островодужной ассоциации.

Тектонизированные ультрабазиты Полярного Урала имеют много общих черт с эквивалентными фациями других офиолитовых комплексов. В то же время многолетние специальные исследования показали, что они обладают отдельными особенностями в своем строении, которые заслуживают дальнейшего изучения. Среди них следует отметить следующие:

а) местами гарцбургиты имеют состав, более близкий лерцолитам, чем обычно;

б) их неполная диплетированность подчеркивается сложной сетью пироксенитовых (энстатит-вебстерит-диопсидовых) жил; эти пироксенитовые, а также дунитовые жилы указывают на многостадийный процесс минеральной сегрегации; геологическая съемка ультрабазитов свидетельствует, что энстатитовая полосчатость очерчивает складчатые структуры в масштабе всего массива, которые связаны с пластическим течением, подчеркнутым плоскостями параллельными ориентировками и линейностью;

в) особенностью этого массива является локальное развитие оливин-антигортитовых пород и перекристаллизованных свежих гарцбургитов, которые располагаются, по-видимому, между гарцбургитовыми пластинами, перемещавшимися одна относительно другой; время этого движения неизвестно; очевидна важность изучения соотношений этих пород для создания метаморфической и тектонической истории офиолитов Полярного Урала.

Принимая во внимание существование аномалий силы тяжести и наличие ультраосновных тектонитов в этой части Уральского пояса, для геодинамических интерпретаций желательнее провести глубинное сейсмическое профилирование, которое может сыграть важную роль для общего понимания процесса перемещения офиолитов.

Полосчатая серия участниками конференции осматривалась в двух различных структурных зонах: а) неметаморфизованных пород в восточных разрезах офиолитов; б) метаморфизованных фазергабров и гнейсов в их западной части.

В восточных разрезах полосчатая серия обнаруживает обычную последовательность пород, характерную для многих разрезов офиолитов, в которых перидотиты сменяются пироксенитами и габбро с многочисленными кумулятивными структурами. Эта последовательность иногда осложняется штокверками габбровых жил, что может быть объяснено как проявление более поздней магматической активности.

В западной зоне массива полосчатый комплекс представлен последовательностью пород, слои которых изменяются по мощности от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, сложенных гнейсами различного состава, чаще всего пироксеновыми габбро, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. В некоторых обнажениях в этих породах наблюдаются изоклинальные складки течения и зоны расланцевания. Метаморфизованная полосчатая серия западных разрезов имеет структурную и метаморфическую историю, отличную от истории формирования однотипных пород на востоке Войкаро-Сыньинского массива. Эти различия дают возможность полагать, что модель единого смятого покрова для всего разреза офиолитов Войкаро-Сыньинского массива не объясняет особенностей его строения. Скорее всего массив состоит из тектонических пластин разного возраста и с независимой историей формирования, которые были совмещены в результате тектонического скупивания.

Разрезы и объекты, показанные во время экскурсии, представляют прекрасное введение в сложную историю метаморфизма габбро и диабазов западных и восточных комплексов Войкаро-Сыньинского массива. Среди них присутствуют гранулиты (частично диафторированные), амфиболиты, зеленые сланцы, хлормеланитовые эклогиты и глаукофановые сланцы.

Работы, проведенные советскими учеными в течение многих лет, обеспечили богатую информацию. Для дальнейших исследований участниками конференции было предложено провести следующие дополнительные работы: а) сравнение составов всех комплексов Полярного Урала и б) радиометрические определения возраста различными методами.

В течение 6 августа проходило рабочее заседание полевой офиолитовой конференции, в ходе которой было заслушано 11 докладов советских и иностранных ученых по вопросам строения и состава офиолитов Полярного Урала и других районов мира. Доклады советских ученых касались общих вопросов геологии офиолитовых комплексов Урала и положения в этих региональных геологических закономерностях конкретных массивов Полярного Урала, с которыми участников конференции предстояло познакомиться во время полевых экскурсий. Все научные сообщения уральских геологов были заслушаны с большим интересом и завершились многочисленными вопросами.

Научные сообщения иностранных ученых касались либо слабо исследованных районов (Анаманские острова, Гималаи, Турция), либо новых методов исследований офиолитов и их роли в расшифровке истории тектонического развития районов (Французские Альпы, Австралия). Выступления специалистов сопровождались демонстрацией диапози-

тивов, т. е. условия заседаний в поле мало чем отличались от тех, которые проводятся в специально оборудованных аудиториях.

В последний день работы 4-й Полевой офиолитовой конференции (12 августа) первая половина дня была посвящена заслушиванию докладов А. Николя (Франция) и Н. Л. Добрецова (СССР).

Доклад А. Николя был целиком посвящен обзору работ по изучению стрессовых деформаций в ультрабазитах. Работы, проведенные французскими учеными, показали, что по степени и характеру деформаций гипербазиты срединно-океанических хребтов резко отличаются от пород, поднятых из глубинных желобов. Вероятно, в будущем анализ дислокаций в ультрабазитах может служить одним из генетических признаков в тектонической классификации этих образований. Доклад Н. Л. Добрецова был посвящен сравнению разрезов габбро западных и восточных разрезов офиолитов Войкаро-Сыньинского массива и заметным различиям в их химическом составе. Во второй половине дня была заслушана и обсуждена резолюция рабочей группы по результатам проведения полевой конференции. В ночь с 12 на 13 августа иностранные и советские участники конференции вертолетом МИ-6 были доставлены на аэродром г. Салехарда и оттуда вылетели в Москву.

Успех полевых геологических экскурсий по офиолитовому Войкаро-Сыньинскому массиву был обеспечен творческой и самоотверженной работой гидов А. А. Ефимова, В. Н. Пучкова, Р. Г. Язевой (ИГГ УНЦ АН СССР), В. И. Ленных (Миасский заводник), Г. Н. Савельевой и А. А. Савельева (ГИН АН СССР). Большая группа сотрудников академических институтов обеспечивала перевод докладов, регулярное питание в полевых условиях более 60 человек и нормальную рабочую обстановку в сложных условиях полярного лета для всех участников конференции.

По возвращении в Москву 14 августа был устроен прием для иностранных участников офиолитовой конференции, на котором их приветствовали председатель Советского комитета по МПГК акад. А. В. Пейве и председатель Национального комитета геологов СССР акад. В. В. Меннер. Представители всех стран выразили свою признательность АН СССР за предоставленную им уникальную возможность познакомиться с геологией Полярного Урала и общее удовольствие прекрасной организацией столь трудного мероприятия.

Научные дискуссии во время осмотров полевых объектов и в процессе заседаний офиолитовой конференции показали, что сейчас в общей проблеме геологического строения офиолитовой ассоциации остаются в центре внимания представители разных научных школ многих стран ряд основных специальных вопросов. Среди них следует выделить следующие.

1. Происхождение и время образования тектонических дислокаций в гарцбургитах низов офиолитового разреза; связь этих дислокаций с новообразованными жилами и телами пироксенитов и дунитов и вышележащих комплексов; характер наложения на ультрабазиты стрессовых деформаций, вызванных последующим перемещением офиолитов на более высокие уровни в океанической и континентальной коре.

2. Происхождение метаморфических образований, а именно гранатовых амфиболитов; место их образования и пространственная взаимосвязь с подошвой гарцбургитов.

3. Тектонические перемещения, предшествовавшие внедрению комплекса параллельных даек, а также последующий метаморфизм, который местами привел к изменению этих пород до амфиболитов.

Все эти вопросы так или иначе связаны с проблемой тектонического перемещения офиолитов и места формирования крупных офиолитовых покровов. Решению этой проблемы будут посвящены последующие полевые офиолитовые конференции, которые намечено провести в 1979 г. на Кипре, в 1980 г.— в Италии и Франции.

Вся работа 4-й Международной полевой офиолитовой конференции на Полярном Урале проходила в теплой дружественной и деловой обстановке. Она способствовала укреплению международного авторитета советской геологической науки и расширению научных контактов между учеными разных стран.

Н. А. Богданов, А. А. Савельев

Редакционная коллегия

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

Адрес редакции

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

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 08.01.79 Подписано к печати 21.02.79 г. Т-02666 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Уч.-изд. л. 12,2 Бум. л. 4.0 Тираж 1995 экз. Зак. 4435

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

Б 113

ПЕСОЧНИЙ ПЕР 3-42

МАКАРЧЕВУ Г И

70228

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

5

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Рязанов Г. В. МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС СКЛАДОВ НЕПСКОЙ ЗОНЫ. [ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ]. 1973. 90 с. 58 к.

В работе приведена характеристика локальных складчатых структур разрывных нарушений, мелких складок, трещиноватости осадочного чехла в пределах зоны, расположенной на северо-западном борту Ангаро-Ленского краевого прогиба. На основании комплексного изучения структурных форм представлена кинематика, динамика и время их образования. Впервые в фундаменте платформы выявлены и протрассированы зоны сдвигов, сыгравшие главную роль в деформации осадочного покрова. Намечены новые пути решения вопросов структурного контроля месторождений и проявлений нефти и газа, калийных солей, железа.

Издание рассчитано на геологов, тектонистов, минералогов, геохимиков, геофизиков и нефтяников.

Суворов А. А. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ. 1975. 103 с. 92 к.

В работе освещаются результаты комплексной интерпретации сейсмических данных, полученных методами ГСЗ и МОВ за период 1957—1970 гг. В Южно-Охотском секторе переходной зоны. Построены уточненные геолого-географические разрезы по двум сводным профилям общей протяженностью около 2000 пог. м и схемы распределения по площади сектора основных элементов глубинного разреза земной коры.

Книга рассчитана на геологов, географов и сейсмологов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, 29, ул. К. Маркса, 28; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»