

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1973

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1973 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко, А. Я. Салтыковский, Л. М. На- тапов, Г. А. Кудрявцев, Ю. Г. Гатинский, И. В. Виноградов, А. В. Мишина. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Ти- хоокеанского пояса	3
И. В. Лучицкий. О кислых магматических породах океанов	22
С. А. Захаров. Метаморфизм как вероятный фактор складкообразования	35
Ю. И. Лазарев. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии	50
О. Б. Гинтов. Кольцевые структуры докембрия Украины	65
Н. А. Крылов. Тектоническая дифференциация молодых платформ	75
Ю. В. Миллер. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регио- нально метаморфизованных комплексов	83
И. Р. Белоус, В. А. Королев. Блоковая тектоника Донецкого бассейна и ее влия- ние на размещение эндогенной минерализации	94
Ю. Н. Нагорный, В. Н. Нагорный, Б. П. Земляной. О роли конседиментационных тектонических движений в формировании складчатых структур Донецкого бассейна	107

Критика и дискуссии

А. А. Никонов. О замечаниях С. А. Захарова к статье А. А. Никонова «Диффе- ренцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрес- сии» (Геотектоника, № 1, 1970)	118
---	-----

GEOTECTONICS

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1973

CONTENTS

L. P. Zonenshain, M. I. Kuzmin, V. I. Kovalenko, A. Ya. Saltykovsky, L. M. Natapov, G. A. Kudriavtsev, Yu. G. Gatinsky, I. V. Vinogradov, A. V. Mishina. Structural-magnetic zonality and metallogeny of the Western Pacific belt	3
I. V. Luchitsky. On the acid magmatic rocks of the oceans	22
S. A. Zakharov. Metamorphism as a probable factor of folding	35
Yu. I. Lazarev. Tectonic evolution of early Karelids in Karelia	50
O. B. Gintov. Precambrian ring structures of the Ukraine	65
N. A. Krylov. Tectonic differentiation of young platforms	75
Yu. V. Miller. Certain general regularities in the structural evolution of regionally metamorphosed complexes	83
I. R. Belous, V. A. Korolev. Block tectonics of the Donetz Basin and its effect on the location of endogenous mineralization	94
Ju. N. Nagorny, V. N. Nagorny, B. P. Zemlianoi. On the role of consedimentary tectonic movements in the formation of folded structures in the Donetz Basin	107
Critique and Discussions	
A. A. Nikonov. On the remarks of S. A. Zakharov on the paper by A. A. Nikonov «Differentiation analysis of Quaternary tectonics in the Afghano-Tadzhik depression» (Geotektonika, No 1, 1970)	118

УДК 551.242.3+553.069(265)

Л. П. ЗОНЕНШАЙН, М. И. КУЗЬМИН, В. И. КОВАЛЕНКО,
А. Я. САЛТЫКОВСКИЙ, Л. М. НАТАПОВ, Г. А. КУДРЯВЦЕВ,
Ю. Г. ГАТИНСКИЙ, И. В. ВИНОГРАДОВ, А. В. МИШИНА

СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

На основе палеотектонического анализа по узким интервалам геологического времени (40—60 млн. лет) выявляется структурно-магматическая и металлогеническая зональность, свойственная каждому такому интервалу. Она является следующей (от Тихого океана к Азиатскому континенту: 1) эвгеосинклиальная зона с офиолитами и с Cu, Au, Cr, Ni, Pt; 2) тыловой терригенный прогиб; 3) зона наземного известково-щелочного вулканизма и гранитоидного магматизма с подзонами: а) гранодиорит-гранитных батолитов с Au, Mo и б) редкометальных гранитов с Sn, W, местами Pb—Zn; 4) зона щелочного эффузивного и интрузивного магматизма с присущими ей редкими элементами. Эта зональность подчинена в своем расположении эвгеосинклинальным зонам и пересекающим их крупным поперечным (трансформным) разломам. Появление зональности интерпретируется с позиции тектоники плит существованием наклонной зоны Бенъ-оффа (тектонофера Шейнманна), уходящей от эвгеосинклинали под континент.

Обращаясь к исследованию связей эндогенной металлогении западной части Тихоокеанского пояса с магматизмом и тектоникой, авторы вполне сознают, сколь сложной и ответственной является эта задача, тем более, что ее выяснением занимались такие признанные авторитеты, как С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, А. Е. Ферсман, В. И. Смирнов, Е. Т. Шаталов, Е. К. Устиев, М. И. Ициксон, Е. А. Радкевич, В. И. Казанский и др. Тем не менее осмысление всего имеющегося материала с несколько новых позиций выявляет, как увидим ниже, много новых особенностей в картине пространственного размещения магматических комплексов и связанных с ними рудных образований.

Заранее скажем, что если все авторы данной статьи единодушно принимали участие в самом исследовании и в разработке его метода, то истолкование полученных данных выполнено в основном Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым и В. И. Коваленко, на которых и лежит вся ответственность за два последних, общих по своему содержанию раздела работы.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Предлагаемый путь исследования связей тектоники с магматизмом и эндогенной металлогенией предусматривает анализ палеотектонических обстановок и пространственного размещения магматических серий в рамках сравнительно узких временных интервалов, каждому из которых отвечает «вспышка» магматической деятельности, а рубежи между которыми, как правило, отмечены структурными перестройками. В эти интервалы времени, которые мы в дальнейшем будем именовать, может

быть не вполне правильно, эпохами, примерно одновременно формируются крайне разнотипные магматические образования, начиная от продуктов «начального» магматизма (офиолитов) в эвгеосинклинальных зонах и кончая различными гранитоидами и щелочными породами на сопредельных площадях. Все эти магматические комплексы находятся между собой, как выясняется, в строго закономерных сочетаниях.

Как известно, в приложении именно к западной части Тихоокеанского кольца было выработано два способа металлогенического анализа. Один из них заключается в привязке магматических комплексов и связанных с ними рудных компонентов к определенным стадиям развития данной территории (обычно складчатой области). Этот подход наиболее яркое отражение нашел в трудах Ю. А. Билибина, а до него — Г. Штилле. По этой схеме магматические образования одного состава сменяются во времени другими в строго заданной последовательности от основных пород к кислым, что в общем отвечает переходу от собственно геосинклинального этапа развития к орогенному. Если же эта последовательность нарушается, если, скажем, в разрезе после какого-то перерыва вновь появляются орогенные магматические образования, то в этом случае обычно говорят о тектоно-магматической активизации, часто автономной, т. е. не зависящей от событий, происходящих одновременно на смежных территориях.

Второй способ лучше всего отражен классическим разделением Тихоокеанского пояса на две зоны: внутреннюю с существенно колчеданной минерализацией и внешнюю, характеризующуюся прежде всего редкометальным оруденением. С. С. Смирнов, обосновавший это разделение, писал, что «основная причина наблюдаемой закономерности скорее обусловлена не различием в возрасте минерализации, а разным положением в мобильной зоне» (1946¹, стр. 60).

Методика анализа, применяемая в данной работе, базируется на втором способе и является дальнейшим развитием концепции С. С. Смирнова. По существу задача сводится к выявлению внутренней и внешней зон, по терминологии С. С. Смирнова, для каждого выделяемого временного интервала.

В статье анализируется металлогения мезозойского времени. Обычно мезозойский магматизм и металлогения Восточной Азии рассматриваются в целом для всей этой эры, хотя давно уже замечено омоложение всех комплексов пород по мере движения к окраине континента (Нагибина, 1963). Представляется необходимым выделять внутри мезозойской истории этого региона несколько интервалов и по ним уже вести анализ. Существование таких более или менее самостоятельных эпох хорошо доказывается для ряда районов.

Так, в Восточной Монголии и Забайкалье обособливаются триасово-раннеюрская и позднеюрско-раннемеловая эпохи, которые фиксируются здесь несогласием между соответствующими комплексами отложений и внедрением двух поколений интрузий, что хорошо видно также из данных абсолютной геохронологии.

В мезозойском развитии Сихотэ-Алиня можно говорить о существовании трех эпох: раннемезозойской, когда формировался эвгеосинклинальный комплекс с офиолитами, позднеюрско-раннемеловой, отмеченной накоплением флишеподобных толщ и позднемеловой-палеогеновой, фиксируемой предсенонским несогласием и образованием Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

На Сахалине и Японских островах четко устанавливается несогласие в середине мела. Ранними являются эвгеосинклинальные толщи Восточного Сахалина и Хоккайдо, относящиеся большей частью к поздней юре — раннему мелу (Марков и др., 1967), а выше них располагаются позднемеловые-третичные накопления Западно-Сахалинского прогиба и вулкано-плутонические образования Северо-Западного Хонсю. Одно-

временно в южной части Хонсю в позднем мелу — палеогене шло образование эвгеосинклинального комплекса зоны Симанто.

В Восточном Китае, по имеющимся данным (Основы тектоники Китая, 1962; Вергунов, устное сообщение), выделяются два самостоятельных комплекса, разделенных несогласием в середине юры. С этими комплексами связаны разновозрастные редкометалльные границы, что подтверждается абсолютной геохронологией (Геология месторождений..., 1969).

На Северо-Востоке СССР во многих местах (хр. Черского, Анюйско-Чукотская зона) позднеюрско-раннемеловые отложения залегают несогласно на раннем мезозое. С позднеюрским временем связано формирование вулканических толщ хр. Черского, а с поздней юрой — ранним мелом — «колымских» гранитоидов (Флеров и др., 1971). К этому же времени относится эвгеосинклинальное развитие Пенжинско-Анадырской зоны (Некрасов, 1971). Со второй половины раннего мела начинается образование главной массы вулканитов Охотско-Чукотского пояса, причем внутри вулканических пород, как известно (Геология СССР, т. ХХХ, 1970), присутствуют две серии, разделенные несогласием: охотская, апт-альбская, и эвенская, позднемеловая. С каждой из них связаны свои гранитоидные комплексы.

Таким образом, могут быть намечены следующие три эпохи, которые прослеживаются на всей территории Восточной Азии: 1) раннемезозойская (триасово-раннеюрская), 2) позднемезозойская (позднеюрско-раннемеловая) и 3) позднемеловая, включающая и ранний палеоген. На Северо-Востоке СССР, кроме того, выделяется дополнительная эпоха, отвечающая времени формирования охотской вулканической серии, т. е. верхам нижнего мела и низам верхнего.

По всем трем перечисленным эпохам составлены палеотектонические схемы с распределением магматических пород и ведущих эндогенных рудных компонентов. Для дополнительной эпохи Северо-Востока СССР составлена самостоятельная схема.

На всех схемах прежде всего выделены эвгеосинклинальные зоны. Их определяющее значение в развитии складчатых областей вряд ли может вызывать сомнение. Они являются теми активными участками, от которых тектоническая и магматическая активность распространяется на сопредельные части континентальных блоков (Зоненшайн, 1971, 1972). Эвгеосинклинали отвечают внутренним зонам С. С. Смирнова (для каждой из эпох). Они, безусловно, имеют сложное внутреннее строение и внутри них, вероятно, могут быть намечены элементы, отвечающие современным глубоководным желобам, вулканическим островным дугам и окраинным бассейнам. Слабая изученность не позволяет, к сожалению, расчленить более подробно эвгеосинклинальные зоны, хотя это, несомненно, имеет большое значение для металлогении. Это является задачей особого исследования.

На площадях, примыкающих (со стороны континента) к эвгеосинклинальным зонам, показаны в основном поля распространения разнотипных магматических комплексов, а из структурных элементов нанесен лишь контур тыловых морских прогибов, сопровождающих эвгеосинклинальные зоны. Эти тыловые прогибы (типа Монголо-Охотского или Западно-Сахалинского) выполнены в основном терригенными, часто флишеподобными толщами. Примечательно, что они большей частью (но не обязательно) лишены разновозрастных магматических продуктов. Обрамления тыловых прогибов представляли собой, очевидно, тектонические поднятия, что следует из присутствия в их пределах молассовых накоплений межгорных прогибов и впадин (не показанных на схемах). Именно эти поднятия были главными областями магматической деятельности.

На схемах нанесены все интрузивные образования соответствующего возраста. Они развиты на несколько геохимических типов, с каждым из

которых связан свой комплекс рудных полезных ископаемых: а) гранит-гранодиоритовый, б) диорит-монцонитовый, в) стандартных и литий-фтористых гранитов, г) агпайтовых гранитов и щелочных пород. Принципы выделения геохимических типов гранитоидов и сами эти типы были рассмотрены ранее (Коваленко и др., 1971; Кузьмин, 1971). Гранит-гранодиоритовый тип объединяет в основном батолитообразные тела (например, массивы удской серии Становика), сложенные как гранодиоритами, так и гранитами, а также более ранней габбро-диоритовой фазой. Эти породы характеризуются нормальной щелочностью и невысокими (не выше кларковых) содержаниями литофильных редких элементов. К ним приурочено обычно золотое и молибденовое оруденение. К диорит-монцонитовому типу относятся мелкие массивы, сложенные диоритами, габбро-диоритами и монцонитами, иногда адамеллитами, тоналитами и гранодиоритами (например, диорит-монцонитовые массивы оловоносных районов Сихотэ-Алиня). Все они характеризуются повышенной щелочностью (ранним выделением калиевого полевого шпата совместно с амфиболом и даже пироксеном) и повышенной магниальностью как самих пород, так и темноцветных минералов (Коваль и др., 1972). С ними ассоциирует полиметаллическое, иногда оловянно-полиметаллическое и золотое оруденение. Граниты стандартного типа включают (на схемах) также и литий-фтористые граниты (они широко развиты, например, в Сп — W-пойсе Забайкалья). Им свойственна высокая кислотность, частое присутствие двуслюдяных и турмалиновых разностей, повышенные содержания редких щелочей и несколько пониженные Ва и Sr. С ними связано оловянно-вольфрамовое и другое редкометальное оруденение. Ведущим признаком типа щелочных пород является присутствие щелочных минералов и общее содержание щелочей около 10%; они часто несут редкоземельное, цирконий-ниобиевое оруденение¹.

Среди разнообразных наземных вулканических образований мы сочли необходимым различать две группы: известково-щелочного и щелочного состава. В первую из них включены различные по основности породы — от базальтов до липаритов, объединяемые в целом сравнительно низкими содержаниями щелочей, тогда как во вторую группу входят также сильно варьирующие по составу вулканы (от трахибазальтов трахилипаритов), но имеющие относительно высокое содержание щелочей. Именно характер щелочности является наиболее чувствительным при прослеживании изменения вулканизма по латерали².

Из эндогенных полезных ископаемых на схемы вынесены ведущие компоненты Тихоокеанского пояса, на которые указывал еще С. С. Смирнов (1946₂): олово, вольфрам, молибден, свинец-цинк, местами ртуть и сурьма, а для внутренней зоны (не всюду) — медь, хром, никель.

Таким образом, на всех схемах выделяются: 1) эвгеосинклинальные зоны; 2) тыловые прогибы; 3) интрузивные массивы следующих геохимических типов: гранит-гранодиоритового, диорит-монцонитового, стандартных гранитов, щелочных пород; 4) вулканогенные серии: известково-щелочного состава, щелочного состава.

¹ Если гранитоиды разных геохимических типов, но принадлежащие одной эпохе, встречаются совместно, то устанавливается, что их внедрение происходило в той же последовательности, в которой они приведены (неясны только взаимоотношения гранит-гранодиоритов и диорит-монцонитов). Если же выявляются случаи обратных взаимоотношений, например щелочные породы секутся гранодиоритами, то в этом случае можно утверждать, что более молодые интрузивные породы принадлежат уже к следующей эпохе.

² Выбор данного критерия как определяющего не исключает, конечно, попыток поисков закономерностей в распределении на площади вулканических толщ разной основности. Поиски такого рода закономерностей, предпринятые авторами статьи, пока не дали ощутимых результатов.

Дальнейшая задача состояла в том, чтобы по каждой эпохе проанализировать пространственное распределение всех этих структурных и магматических элементов, т. е. посмотреть, есть ли какая-либо закономерная структурно-магматическая зональность и какой она имеет вид.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ЭПОХА (Т — J₁₋₂)

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Рассмотрение материала производится по четырем районам: 1) Северо-Восток СССР, 2) Монголо-Охотский район, включая Северный Китай, 3) Южный Китай, Корея и Япония, 4) Юго-Восточная Азия (рис. 1).

Северо-Восток СССР. Раннемезозойская история Северо-Востока СССР изучена еще слабо. Эвгеосинклинальные комплексы раннего мезозоя известны в Анюйской зоне (Тильман, 1970; Геология СССР, т. XXX, 1970). По данным Н. А. Шило и В. М. Мерзлякова (1972), Анюйская зона продолжается на Алазейское плато, где развиты поздне триасовые подводные вулканиты и яшмы. Возможно, что эвгеосинклинальный триас слагает большую часть территории прежнего Колымского массива, а по мнению И. М. Русакова и В. А. Виноградова (1969), уходит также на о. Большой Ляховский. Конфигурация эвгеосинклинальной зоны остается неизвестной, но скорее всего она имела широтную ориентировку. Триасовый магматизм на сопредельных с эвгеосинклинально площадях выявлен еще недостаточно. Позднетриасовый андезитовый вулканизм сравнительно широко развит на п-ове Кони и в прилежащих южных районах Яно-Колымской зоны. Что касается гранитоидов, то на существующих картах они не показаны, хотя, по данным Л. В. Фирсова (1962), они здесь широко развиты, но не отчленены от гранитоидов другого возраста. В связи с недостатком данных палеотектонические обстановки и магматизм раннего мезозоя показаны условно. Учитывая бесспорное присутствие триасовых вулканитов, следует ожидать, что на Северо-Востоке СССР будут выделены и триасовые интрузии, и связанная с ними металлогения.

Монголо-Охотский район. Эвгеосинклинальные отложения раннего мезозоя с гипербазиитами слагают восточную часть Сихотэ-Алиня. Они, вероятно, выходят также на западе Хоққайдо (низы группы Хидака) и, возможно, выстилают ложе Западно-Сахалинского прогиба.

В целом эвгеосинклинальная зона имеет субмеридиональную ориентировку. В то же время примечательно, что на своих флангах она резко обрывается. На севере она обрывается восточным продолжением Монголо-Охотского разлома. На юге складчатые зоны Сихотэ-Алиня, видимо, продолжаются на подводное поднятие Ямато (Б. И. Васильев, устное сообщение), но далее к югу, в Корее и Южной Японии, неизвестны. Предполагается, что в Японии раннемезозойская эвгеосинклиналь образуется разломом Фосса-Магна, а на дне Японского моря — восточным продолжением Яньшаньского разлома¹.

К западу от Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали реставрируется тыловой морской прогиб, фиксируемый полями развития терригенных толщ на западе Сихотэ-Алиня и Уссурийско-Амурском районе. Этот прогиб уходил вдоль Монголо-Охотского разлома далеко в глубь континента до востока Монголии. Длина этой поперечной ветви достигает 2000 км.

¹ На схемах отражена та точка зрения, что Японское море, как и другие окраинные моря запада Тихого океана, является новообразованным и возникло в результате растяжения в позднегеретичное время (Кропоткин, Шахворостова, 1965). Поэтому блок Японских о-вов придвинут к Азиатскому континенту со смещением СВ Хонсю вдоль разлома Фосса-Магна примерно на 200 км на запад по отношению к ЮЗ Хонсю. В результате этой реконструкции разлом Фосса-Магна совмещается с Яньшаньским разломом.

Раннемезозойский магматизм наиболее широко представлен в Забайкалье и Восточной Монголии. Внутреннюю часть ареала раннемезозойского магматизма образуют крупные батолитообразные гранит-гранодиоритовые интрузии (кыринский комплекс и его аналоги в Монголии). К ним тяготеют золото-кварцевые месторождения Хэнтэя. С запада эти интрузии окаймляются «подковой» гранитов стандартного типа, которые во внешней части сменяются мелкими массивами гранитов, в том числе литий-фтористого типа. В этой зоне в Монголии и Забайкалье сосредоточены оловянно-вольфрамовые месторождения кварцевой формации. В рассматриваемой полосе наблюдаются также поля развития известково-щелочных вулканитов (Орхонский район). Периферическую полосу образуют мелкие массивы щелочных интрузий (иногда совместно со стандартными и литий-фтористыми гранитами). К ним относятся массивы малокуналейского и куналейского комплексов Забайкалья и щелочные граниты Центрально-Монгольской зоны. Здесь же известны поля развития щелочных эффузивов (Селенгинский пояс). Металлогения этой полосы требует дальнейшего изучения.

В целом для Забайкалья и Монголии вырисовывается подковообразное расположение магматических зон, окаймляющих западное окончание Монголо-Охотского разлома. Вырисовывается центральное гранит-гранодиоритовое «ядро», обрамленное вначале зоной «распыленного» магматизма с гранитами стандартного и литий-фтористого типов, а затем щелочными интрузиями. Эти данные говорят о большой магмоконтролирующей роли Монголо-Охотского разлома.

В Северном Китае, вероятно, существовала аналогичная картина. Вдоль Яньшаньского разлома в Корее (хесанский комплекс) и в Ляодуне вытягиваются гранит-гранодиоритовые массивы, которые к востоку сменяются щелочными интрузиями и щелочными эффузивами (Основы тектоники Китая, 1962). Во внешнее обрамление Яньшаньского ствола интрузий на севере, вероятно, попадают щелочные массивы Южно-Гобийского пояса с редкоземельно-циркониевой минерализацией, а в более внутренние части — стандартные и литий-фтористые граниты юго-востока МНР (Югодзырь). На юге внешним обрамлением могут считаться щелочные интрузии пхёнганского комплекса Кореи (Геология Кореи, 1964).

Для всех рассмотренных выше интрузий имеются определения абсолютного возраста от 180 до 220 млн. лет.

Южный Китай. Раннемезозойский магматизм в Южном Китае был проявлен очень интенсивно. Одновозрастная с ним эвгеосинклиналичная зона может предполагаться под прогибом Алишань на Западном Тайване. К раннему мезозою относятся граниты Наньлин, которые имеют возраст в интервале 160—190 млн. лет (Геология месторождений..., 1969). Среди них распознаются, с одной стороны, крупные массивы скорее всего гранит-гранодиоритового типа, располагающиеся на востоке в хр. Наньлин, и с другой — более мелкие массивы редкометалльных гранитов стандартного и, возможно, литий-фтористого типов, концентрирующиеся к северо-западу от хр. Наньлин (район «гранитных куполов»). С последними связаны главные вольфрамовые (вместе с оловом) месторождения Цзянси, Хунани и Гуанси.

Юго-Восточная Азия. Эвгеосинклиналичный ранний мезозой слагает субширотную полосу в центральной части Калимантана. По южному и западному обрамлению эвгеосинклинали распространены вначале известково-щелочные вулканиты и крупные гранит-гранодиоритовые батолиты Юго-Западного Калимантана и востока Малайского полуострова, несущие золотое (местами и молибденовое) оруденение (Hutchison, 1968), а далее к периферии вытягиваются массивы стандартного типа, к которым приурочены оловянные месторождения юга Малайского полуострова и Оловянных островов. Эти интрузии имеют абсолютный возраст



Рис. 1. Раннемезозойская структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые западной части Тихоокеанского пояса.
 1 — эвгеосинклиналильные зоны; 2 — контур тыловых прогибов; 3 — известково-щелочной вулканизм; 4 — щелочной вулканизм; 5 — гранит-гранодиоритовые интрузии; 6 — диорит-монзонитовые интрузии; 7 — граниты стандартного и литий-фтористого типов; 8 — щелочные интрузии (вне масштаба); 9 — щелочные интрузии, связанные с гипербазитами (Mz₂ Сихотэ-Алия); 10 — поперечные (трансформные разломы)

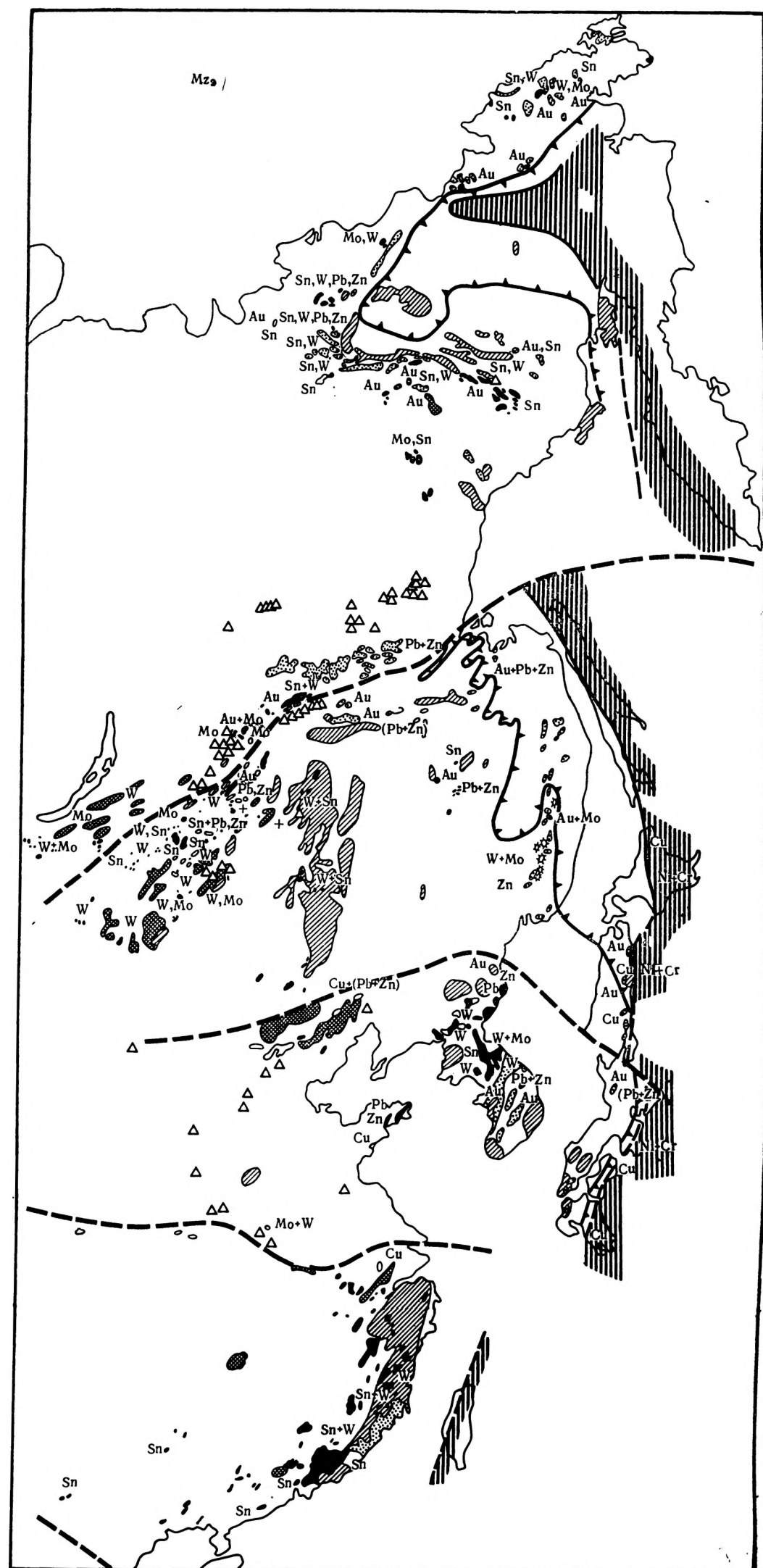


Рис. 2. Позднемезозойская структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые западной части Тихоокеанского пояса (условные обозначения см. рис. 1)

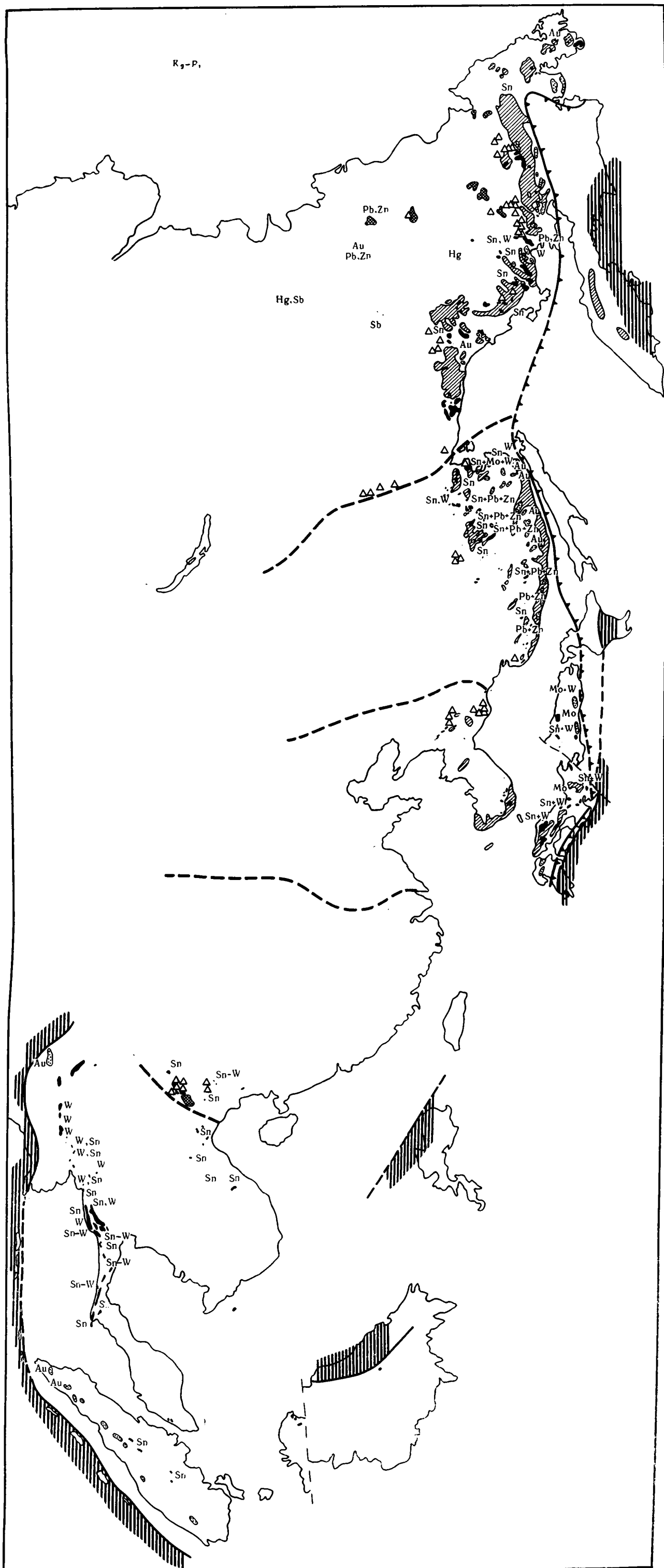


Рис. 4. Позднемиеловая-палеоценовая структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые западной части Тихоокеанского пояса (условные обозначения см. рис. 1)

180—220 млн. лет (Snelling et al., 1968). Особое и пока плохо объяснимое положение занимает эвгеосинклинального типа триас с гипербазитами в шовной зоне Черной реки в ДРВ.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В раннемезозойскую эпоху в Восточной Азии выделяются четыре самостоятельных сектора: Северо-Восточный, Монголо-Охотский, Южно-Китайский и Малайско-Калимантанский. Северо-Восток СССР выпадает из общей схемы как, вероятно, в связи со слабой изученностью раннего мезозоя, так, возможно, и потому, что эвгеосинклинали этого времени еще не принадлежали к Тихоокеанскому кольцу. В остальных секторах вырисовываются эвгеосинклинальные зоны на восточных, внутренних флангах и обрамляющие их внешние зоны магматизма. Магматическая зональность, выявляемая по распространению ведущих геохимических типов в каждой зоне, повсюду имеет следующий вид (с востока на запад): 1) зона гранит-гранодиоритовых батолитов с золотым оруденением; 2) зона развития стандартных (и литий-фтористых) гранитов с оловянно-вольфрамовым оруденением и 3) зона щелочных интрузий. Для первых двух зон характерен известково-щелочной вулканизм; с зоной развития щелочных интрузий более или менее четко совпадают поля щелочных вулкаников. Зональность в целом соподчинена с простиранием эвгеосинклинальных зон, однако она резко (до 1000 км) смещена в глубь континента вдоль крупных поперечных разломов, приобретая на краях подковообразную форму, облекающую эти разломы. Поперечные разломы являются также границами между секторами. Одно из самых существенных их свойств — то, что они прямо поперек обрезают эвгеосинклинальные зоны, как это хорошо видно на примере Сихотэ-Алиня. Такими поперечными разломами являются Монголо-Охотский, Яньшаньский (вместе с Фосса-Магна), Циньлинский и, вероятно, разлом Черной реки.

Металлогения полностью согласуется с размещением соответствующих типов интрузий и прямо не зависит от состава вмещающих толщ. Так, оловянные месторождения Забайкалья и Монголии заключены в терригенных и кристаллических толщах, тогда как месторождения Китая сконцентрированы в карбонатных породах. Меняется лишь формационный тип: вместо кварцево-касситеритовых появляются скарновые месторождения.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ЭПОХА (J_{2-3} — K_1)

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Северо-Восток СССР. Типично эвгеосинклинальный комплекс поздней юры — раннего мела представлен в Пенжинско-Анадырской зоне (Некрасов, 1971). Кроме того, эвгеосинклинальные образования этого же возраста описаны в Южно-Ануйской зоне (Сеславинский, 1970), которая, возможно, отвечает прежнему окраинному океаническому бассейну и отделялась в позднем мезозое от Пенжинско-Анадырской эвгеосинклинали вулканической дугой. По внешнему обрамлению эвгеосинклинальных зон реконструируется морской терригенный прогиб на месте Олойской зоны и Приколымья (Геология СССР, т. XXX, 1970) (рис. 2).

Магматические проявления этого (преимущественно позднерурского) времени сконцентрированы в неширокой полосе, протягивающейся от п-ова Кони в хр. Черского и далее, резко изгибаясь, в Полоусный хребет и на Северную Чукотку. Интрузии представлены в основном батолитообразными гранит-гранодиоритовыми массивами Колымского комплекса, на Чукотке — юрскими гранитоидами так называемой первой фазы (Геология СССР, т. XXX, 1970). С этими интрузиями, как правило, связано золотое, иногда полиметаллическое оруденение. По периферии этой маг-

матической подковы появляются стандартные граниты (типа Оханджинского массива) и единственный (Негаяхский) массив щелочных интрузий. К стандартным гранитам приурочены оловянные (кварц-касситеритовые) месторождения. Абсолютный возраст всех этих гранитов равен 110—140 млн. лет (Флеров и др., 1971; Ненашев, 1965). Мощные, существенно андезитовые накопления поздней юры протягиваются дугой ближе к внутреннему краю магматической подковы. По внешней ее стороне известны лишь отдельные субвулканические липаритовые массивы типа субвулкана хр. Сарычева (Рудич, 1966), где появляются также и щелочные разности.

Монголо-Охотский район. Позднемезозойская эвгеосинклиналь протягивается в меридиональном направлении через Восточный Сахалин в Центральное Хоккайдо и далее в Хонсю. Если продолжить по простиранию эвгеосинклинали Сахалина и Пенжинско-Анадырской зоны, то будет видно, что они не могут быть непосредственно протянуты друг в друга, а испытывают где-то в Охотском море смещение амплитудой в первые сотни километров. Предполагается, что это смещение происходит по восточному продолжению Монголо-Охотского разлома. С запада эвгеосинклиналь обрамлялась морским прогибом, в котором накапливались флишеподобные толщи верхней юры и нижнего мела Сихотэ-Алиня и Удского прогиба (Красилов, 1972).

Далее на запад располагается область позднемезозойского магматизма, подчиненная в своем расположении Монголо-Охотскому разлому. Внутренняя зона, тяготеющая к Становику, образована батолитообразными гранит-гранодиоритовыми массивами удской серии (Геология СССР, т. XIX, 1966). С ними ассоциирует золото-полиметаллическая минерализация. Еще западнее следует зона «распыленного» магматизма. В ее внутренней части, прилегающей к батолитам, преобладают диорит-монцитовые интрузии (акатувский и шахтаминский комплексы), которые несут полиметаллическое (Акатуй, Кличка), золотое и молибденовое (Шахтама) оруденения. Во внешней зоне развиты массивы стандартных и литий-фтористых гранитов (кукульбейский комплекс) с вольфрамовым и оловянно-полиметаллическим оруденением (Шерлова гора, Хапчеранга). К этой же зоне относятся оловоносные граниты Малого Хингана. Вулканические породы представлены известково-щелочной серией (Баджалская зона, Большой Хинган, Северо-Восток МНР, Восточное Забайкалье). Крайняя внешняя зона образована щелочными интрузиями (Алдан, Северо-Восток МНР, Верхнее Приамурье) и щелочными эффузивами (Джида, Онон)¹. Примечательно, что по самой внешней периферии в Центральной Монголии и Западном Забайкалье протягивается цепочка мелких массивов стандартных гранитов, несущих вольфрамовое, часто с молибденом оруденение (Джида, Их-Хайрхан, Барун-Цогт). Имеющиеся определения абсолютного возраста магматических образований указывают на интервал 110—150 млн. лет.

Корея, Южный Китай, Япония. Позднеюрский-раннемеловой эвгеосинклинальный комплекс известен в восточных частях Хонсю и на Восточном Тайване. На Хонсю к этому комплексу приурочены медноколчеданные, хромитовые и никелевые руды (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961). Мощное позднемезозойское выполнение Медианной зоны является остатком тылового прогиба. На Хонсю к нему примыкают гранит-гранодиоритовые интрузии поясов Дзээцу и Абукума с золотым и полиметаллическим оруденением. В Южной Корее также присутствуют гранит-гранодиоритовые батолиты танчхонского комплекса (136—150 млн. лет). Кстати, они прорывают раннемезозойские щелоч-

¹ Неясное положение занимают нефелиновые сиениты, связанные с гипербазитами, в зоне Главного разлома Сихотэ-Алиня. Они аналогичны щелочным породам древних платформ, и причины их появления здесь, очевидно, следует искать в процессах, не разбираемых в данной статье.

ные породы (Геология Кореи, 1964). С этими интрузиями связано золото. В Северной Корее преобладают массивы стандартных гранитов поздних фаз танчхонского комплекса, ответственных за образование крупнейших вольфрамовых, а также оловянных месторождений. Зона стандартных гранитов продолжается в прибрежную полосу Южного Китая, где к ним приурочена оловянная минерализация с полиметаллами. Возраст массивов 90—110 млн. лет (Геология месторождений..., 1969). Повсеместно развиты вулканические толщи известково-щелочного состава (Катазиатский пояс, группа Камон в Хонсю). Во внешней зоне магматического ареала (Ляонин, Шаньси, район Пекина) развиты щелочные интрузии вплоть до нефелиновых сиенитов (Основы тектоники Китая, 1962).

В Юго-Восточной Азии позднемезозойский магматизм, сконцентрированный на Малайском полуострове, связан с развитием эвгеосинклинальных зон Западной Бирмы и Суматры. Хотя он и показан на схемах, но в тексте не описывается.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В позднемезозойскую эпоху сохраняются те же секторы, что и в раннем мезозое. В то же время на Северо-Востоке СССР появляется эвгеосинклинальная зона (Пенжинско-Анадырская), принадлежащая уже Тихоокеанскому поясу, и в соответствии с этим магматическая зональность на смежных территориях оказывается соподчиненной с этой эвгеосинклиналью. К данному же времени относится развитие эвгеосинклинали на юго-востоке Хонсю, откуда магматизм распространился на территорию, лежащую между Яньшаньским и Циньлинским разломами. Структурно-магматическая зональность в целом остается той же, что и в раннем мезозое. Лишь некоторые усложнения возникают в Монголо-Охотском секторе, где по обрамлению батолитов появляется дополнительная подзона развития диорит-монцонитовых интрузий. В целом позднемезозойская зональность смещена к востоку по сравнению с раннемезозойской, так же как сместились к востоку эвгеосинклинальные зоны. В результате позднемезозойские внешние зоны накладываются на внутренние раннемезозойские. Только в Корее наблюдается обратная картина, когда позднемезозойские гранит-гранодиориты рвут более ранние щелочные породы. Это вполне объяснимо тем, что именно к позднему мезозою относится образование смежной эвгеосинклинали на Хонсю.

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ-РАННЕПАЛЕОГЕНОВАЯ ЭПОХА

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Северо-Восток СССР. Упомянулось, что на Северо-Востоке СССР выделяется дополнительная эпоха, падающая на вторую половину раннего мела и начало позднего мела, т. е. отвечающая формированию охотской вулканической серии (рис. 3). Эвгеосинклинальные комплексы этого временного интервала слагают Корякскую зону. Районы Пенжинско-Анадырской зоны, начиная с баррема, были заняты морским амагматичным прогибом, примыкавшим на западе к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. В пределах последнего к данному интервалу относится, как говорилось, охотская серия существенно андезитового состава и прорывающие ее гранит-гранодиоритовые массивы охотского комплекса, с которыми связаны золотые и молибденовые месторождения (Геология СССР, т. XXX, 1970). На дальней периферии магматического ареала, уже в пределах Яно-Колымской зоны, к данному интервалу относятся гранитоиды так называемых поперечных рядов, имеющие возраст 70—100 млн. лет (Флеров и др., 1971). Среди них присутствуют граниты стандартного и диорит-монцонитового типов. С ними обоими связано

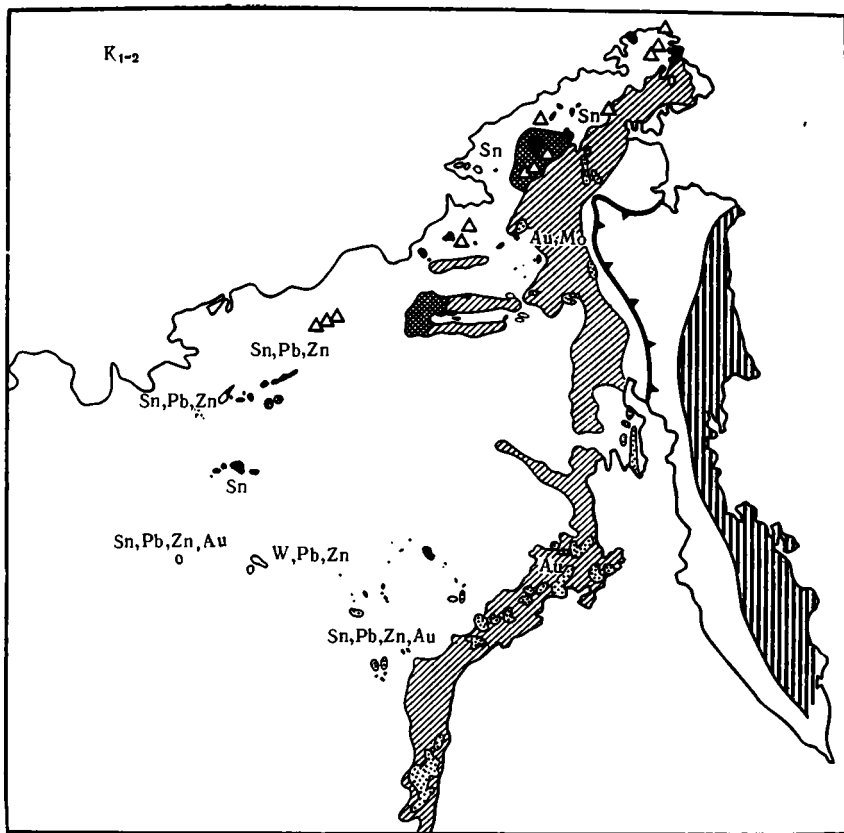


Рис. 3. Структурно-магматическая зональность и основные рудные полезные ископаемые середины мелового периода Северо-Востока СССР (условные обозначения см. рис. 1)

оловянно-полиметаллическое оруденение. То же структурное положение занимают оловоносные гранитоиды Чукотки, имеющие возраст 85—105 млн. лет (Геология СССР, т. XXX, 1970). На севере ареала (Полоусный хребет) появляются щелочные эгириновые граниты с возрастом 85—105 млн. лет (Флеров и др., 1971). В этих же внешних участках развиты местами (Колымский массив) щелочные вулканиты.

В поздне меловую эпоху эвгеосинклинальные обстановки были свойственны Восточно-Камчатской зоне, а большая часть более ранних эвгеосинклинальных зон была занята слабомагматичным тыловым прогибом, который, как и раньше, примыкал к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу (рис. 4). В последнем широко развиты липариты. Они вмещают на срединном отрезке гранит-гранодиоритовые массивы еропольского комплекса, а на южном фланге — стандартные граниты и диорит-монцитонитовые интрузии омсукчанского комплекса. По данным М. Г. Руб (1970), омсукчанские граниты ассоциируют с эвенской липаритовой серией. Как с гранитами, так и с вулканитами связано оловянно-полиметаллическое оруденение вулканического пояса (Флеров, 1966), а с вулканитами — эпитермальное золото-серебряное оруденение (Бабкин и др., 1972). По периферии пояса широко развиты щелочные породы Омолонского пояса. Здесь же распространены щелочные липариты, а еще далее на запад (Алазейское плато) — трахибазальты.

Монголо-Охотский район. Магматический ареал в поздне меловую эпоху был сильно смещен к востоку, его западная граница почти не вы-

ходила за пределы Сихотэ-Алиня. Эвгеосинклинальные комплексы этого времени, вероятно, развиты в Восточном Хоккайдо на северном продолжении зоны Симанто. Между эвгеосинклиналью и Сихотэ-Алинем протягивался морской тыловой прогиб; ему отвечают Западно-Сахалинский прогиб и зона Исикари — Румои на Хоккайдо. Главным элементом магматического ареала являлся Сихотэ-Алинский вулканический пояс, образованный в основном известково-щелочными вулканитами позднего мела-палеоцена. В прибрежной части пояса включает золотоносные гранит-гранодиоритовые интрузии приамурской и прибрежной серий (Геология СССР, т. XIX, 1966; т. XXXII, 1969). В центральной части Сихотэ-Алиня, т. е. во внешней части ареала, протягиваются массивы маочанских (бачизских) гранитоидов стандартного и диорит-монцонитового типов. Именно с ними связаны основные оловянно-полиметаллические месторождения Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. На периферии присутствуют отдельные массивы щелочных гранитоидов. Абсолютный возраст интрузий варьирует от 60 до 90 млн. лет (Геология СССР, т. XIX, 1966).

Корея, Япония, Китай. Позднемеловая эвгеосинклинальная зона протягивалась, вероятно, единой полосой через всю восточную окраину Японских островов, не считаясь с разломом Фосса-Магна. Эвгеосинклинальные образования этого возраста обнаруживаются также на Филиппинах. Континентальный магматизм позднего мела был сосредоточен в основном в Японии к северу от зоны Симанто и на крайнем юге Кореи. В Японии на севере о. Кюсю и в поясе Китаками отмечаются батолиты гранит-гранодиоритового состава с молибденовым оруденением. Север о. Хонсю и юг Кореи заняты массивами главным образом стандартных гранитов, в частности гранитами Хиросима, с которыми связаны оловянно-вольфрамовые месторождения Японии (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961). На севере Кореи уже во внешнем поясе присутствуют щелочные породы амноканского комплекса (Путинцев, Синицкий, 1963). Наконец, немногочисленные массивы стандартных и щелочных гранитов этого возраста отмечены на юге Юньнани и в ДРВ. В Юньнани с ними связано известное оловянное месторождение Гэцзю.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В позднем мелу структурно-магматическая зональность сохраняет полностью те же черты, что и в предшествующие эпохи, лишь смещается на восток. Существенно, что в это время не ощущается сколько-нибудь заметного влияния поперечных разломов, все зоны могут быть прослежены непрерывно с севера на юг, а сама зональность становится линейной, теряя прихотливые очертания с глубокими заливами в глубь континента (кроме, может быть, района ДРВ и Юньнани). Одновременно сам магматический ареал сильно сужается и в результате местами происходит совмещение гранитоидов стандартного и диорит-монцонитового типов.

СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

По всем рассмотренным временным интервалам внутри мезозоя реставрируется одна и та же структурно-магматическая зональность, подчиненная в своем расположении одновозрастным эвгеосинклинальным зонам и пересекающим их поперечным разломам. Эта зональность имеет следующий вид (рис. 5).

1. Эвгеосинклинальная зона со спилит-базальтовым вулканизмом, гипербазитами и габбро-плагиогранитными интрузиями.

2. Тыловой прогиб с терригенной, часто турбидитной седиментацией и ограниченным известково-щелочным вулканизмом.

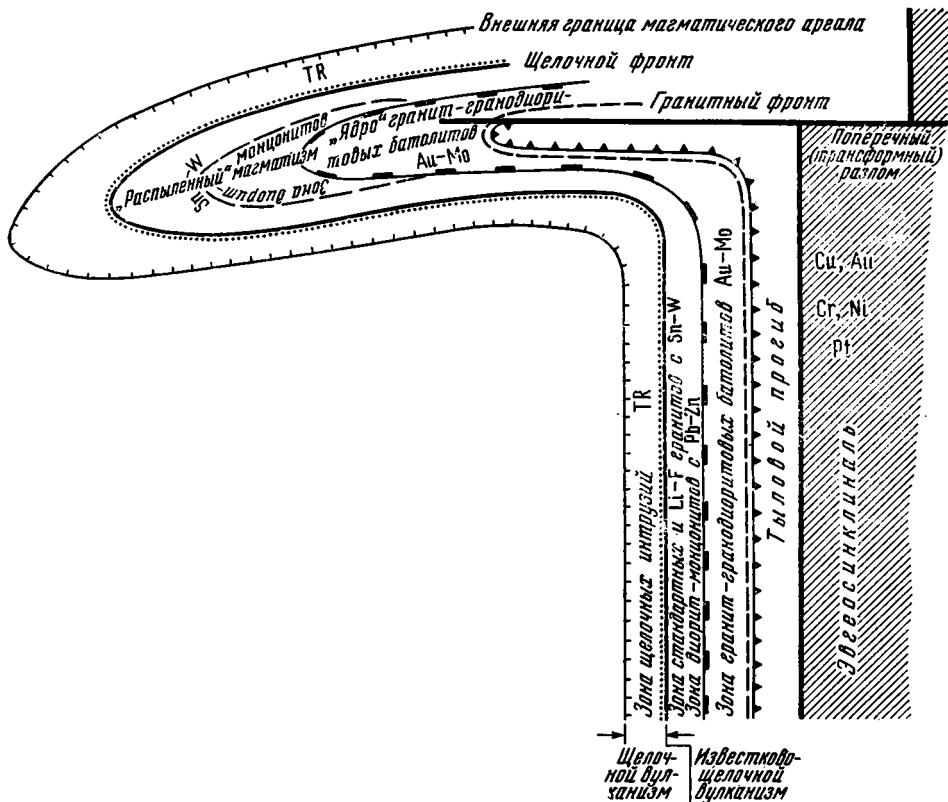


Рис. 5. Принципиальная схема структурно-магматической и металлогенической зональности по обрамлению эвгеосинклиналильных зон и вдоль поперечных разломов (в плане).

3—4. Зона интенсивного наземного известково-щелочного вулканизма (в том числе вулканические пояса) и гранитоидного магматизма, распа­дающиеся на 3) внутреннюю зону развития гранит-гранодиоритовых батолитов и 4) внешнюю зону развития мелких тел редкометалльных (стандартных и литий-фтористых) гранитов и пород диорит-монционитового ряда.

5. Зона щелочного эффузивного и интрузивного магматизма. Все зоны вытянуты в общем параллельно простиранию эвгеосинклиналильных зон, сменяя друг друга в той последовательности, в которой они перечислены. Линейное расположение нарушается вблизи крупнейших поперечных разломов, которые выводят зональность глубоко внутрь континента. Это хорошо видно на примере Монголо-Охотского разлома. Вдоль него ранне- и позднемезозойский магматизм смещен на 1500—2000 км в глубь Азии, причем зональность, во-первых, вместо линейной становится концентрической, и во-вторых, сильно растягивается на площади. В полосе, подверженной влиянию Монголо-Охотского разлома, выделяется своеобразное «ядро», сложенное гранит-гранодиоритовыми батолитами, и окаймляющая его с внешней стороны область «распыленного» магматизма. В этой последней более или менее четко обособиваются: а) примыкающая к батолитам зона диорит-монционитовых интрузий и б) более внешняя зона стандартных и литий-фтористых гранитов. Внешняя периферия образована подковой щелочных интрузий.

В полном соответствии с распределением магматизма находится металлогеническая зональность (каждой отдельно взятой эпохи). Следуя от внутренних областей к внешним, можно выделить зоны:

1) зона медноколчеданного с золотом, хром-никелевого и платинового оруденения, приуроченная к эвгеосинклинали и связанная со спилит-базальтовым вулканизмом и габбро-гипербазитовыми и габбро-плагιο-гранитными комплексами;

2) золото-молибденовая зона, совмещенная с интрузиями гранит-гранодиоритового типа и вулканическими поясами (известково-щелочным вулканизмом);

3) полиметаллическая зона, приуроченная к диорит-монцонитовым интрузиям: эта зона самостоятельно обособливается преимущественно в областях «распыленного» магматизма вдоль поперечных разломов, в остальных местах она часто совмещена со смежными зонами и в результате возникают комплексные золото-полиметаллические и оловянно-полиметаллические рудные подзоны;

4) оловянно-вольфрамовая зона, связанная со стандартными и литий-фтористыми гранитами; последние несут также другое редкометальное (тантал-ниобиевое, литиевое и т. д.) оруденение;

5) редкоземельная зона, приуроченная к щелочным интрузиям¹.

К внешней части магматического ареала тяготеют телетермальное месторождения ртутно-сурьмяной группы, часто с золотом, мышьяком, полиметаллами.

Эта структурно-магматическая и металлогеническая зональность, подчеркнем еще раз, реставрируется в рамках отдельных эпох. Зональность более молодой эпохи всегда накладывается на более древнюю. В Восточной Азии зональность во времени обычно смещается на восток, вследствие этого внешние зоны молодых эпох, как правило, накладываются на предшествующие внутренние зоны, однако, как мы видели на примере Кореи, могут быть и обратные соотношения, связанные с возникновением новых эвгеосинклинальных зон и включением в магматический ареал дополнительных площадей.

Изложенный материал убеждает в том, что никак нельзя считать правильным, когда мезозойский магматизм и металлогения Восточной Азии рассматриваются в целом, т. е. когда исследователь имеет дело с совокупными результатами многократных наложений разнотипного магматизма и металлогении. В результате выделение металлогенических зон, объединяющих разновозрастные образования, является большей частью искусственной. В то же время анализ магматизма и металлогении по отдельным эпохам выявляет поразительно строгую последовательность в смене магматизма и металлогении по мере удаления от разновозрастных эвгеосинклинальных зон. Очевидно, что именно этот путь анализа и должен являться основой для выявления главных черт металлогении крупных территорий.

Размещение на площади структурно-магматических и металлогенических зон подчинено, как говорилось, только эвгеосинклиналям и поперечным разломам и практически не зависит от состава и структуры вмещающей среды. Они могут накладываться и на древние платформы (Сибирскую и Китайские), и на палеозойские складчатые сооружения (Центрально-Азиатский пояс, Индокитай), и на срединные массивы (Омолонский, Индосинийский), и на предшествующие мезозойские эвгеосинклинали (Сихотэ-Алинь), и на поля развития терригенных пород (Верхоянье), и на карбонатный чехол платформ (Южный Китай) и т. д. Во всех случаях тип магматических продуктов и появление самих рудных компонентов, как таковых, определяется только положением данной зоны по отношению к разновозрастной эвгеосинклинали. Это позволяет предполагать большую роль потоков ювенильного (мантийного) веществ-

¹ Границы между зонами выявляются статистически, и их не следует поэтому принимать в виде четко очерченных рубежей; на границах между зонами часто появляются месторождения смешанных металлогенических типов.

ва в образовании как самих магматических пород, так и связанных с ними рудных элементов¹.

Существование закономерной структурно-магматической зональности, подчиненной в своей конфигурации эвгеосинклинальным зонам, говорит о причинной зависимости континентального магматизма от событий, происходящих в эвгеосинклинальных зонах. Это позволяет связывать воедино собственно геосинклинальный процесс и явления, называемые тектоно-магматической активизацией (или ревивацией)². Тектоно-магматическая активизация, таким образом, представляет собой часть проявления единого геосинклинального процесса, наиболее яркое выражение которого обнаруживается в эвгеосинклинальных зонах. Для Северо-Востока СССР подобные взгляды высказывались С. М. Тильманом (1967). В последние годы выясняется, что структурно-магматическая зональность, подобная рассмотренной для мезозоя Восточной Азии, не является чем-то специфическим, свойственным только этому региону. В принципе такое же расположение структурно-магматических зон, соподчиненных с прежними эвгеосинклиналями (океаническими бассейнами), реставрируется, например, для среднего палеозоя (девона) Центрально-Азиатского пояса (Зоненшайн, 1972_{1,2}). Смена известково-щелочного вулканизма щелочным по мере удаления от эвгеосинклинали была убедительно показана А. А. Моссаковским (1970) для позднепалеозойского вулканического пояса Евразии. Средне- и позднепалеозойские структурные и магматические образования континентального обрамления эвгеосинклинальных зон Центрально-Азиатского пояса практически ничем не отличаются от того, что применительно к Восточной Азии называется тектоно-магматической активизацией. Следовательно, речь может идти об общей закономерности, свойственной всем геосинклинальным складчатым областям, а сама структурно-магматическая зональность представляется в значительной мере универсальной. Безусловно, должны существовать и существуют индивидуальные особенности этой зональности, обусловленные конкретными особенностями и эпох, и регионов; их необходимо выявлять и изучать, но неизменной остается общая смена по мере удаления от эвгеосинклинали гранит-гранодиоритовых интрузий гранитными и щелочными, а известково-щелочного вулканизма — щелочным.

ВОЗМОЖНЫЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Необходимо объяснить: а) взаимосвязь в едином геосинклинальном процессе событий, идущих в эвгеосинклинальных зонах и по их обрамлению, б) появление континентального магматизма в условиях сильно расчлененного тектонического рельефа, в) природу поперечных разломов, г) причины зонального распределения магматизма. Естественно, что возможные интерпретации не могут пока выйти за рамки наиболее предпочтительных гипотез.

Взаимосвязь событий, происходящих одновременно в эвгеосинклинальных зонах и сопредельных частях континентальных блоков, вероятно, лучше всего может быть объяснена существованием единой глубокой активной зоны типа современных зон Беньофа или тектонофера Ю. М. Шейнманна (1968), погружающейся в каждую эпоху от эвгеосинклинали под континент. Сопряженность и соподчиненность поясов известково-щелочного вулканизма с эвгеосинклинальными, офиолитовыми

¹ Вмещающая среда, безусловно, сказывается в какой-то мере на некоторых особенностях состава интрузивных пород и формационном типе месторождений, но не более этого. В терригенных толщах возникают обычно кварцево-жильные и грейзеновые месторождения олова и вольфрама, а в карбонатных — скарновые. Равным образом детали структуры местами контролируют внедрение гранитоидов и определяют положение рудных узлов, но не определяют самой зональности.

² Эта связь для явлений ревивации была отмечена ранее М. С. Нагибиной (1963).

зонами, столь ярко проявленные в мезозое Восточной Азии, служат, как известно, одним из признаков существования ископаемых зон Беньоффа. Поэтому присутствие тектонофера, совпадающего с зоной Беньоффа, представляется наиболее очевидным в данной концепции. Выход тектонофера на поверхность находился в пределах эвгеосинклинали, а все остальные структурно-магматические зоны располагались над ним (рис. 6). Смещение тектонофера (зоны Беньоффа) в каком-то направ-

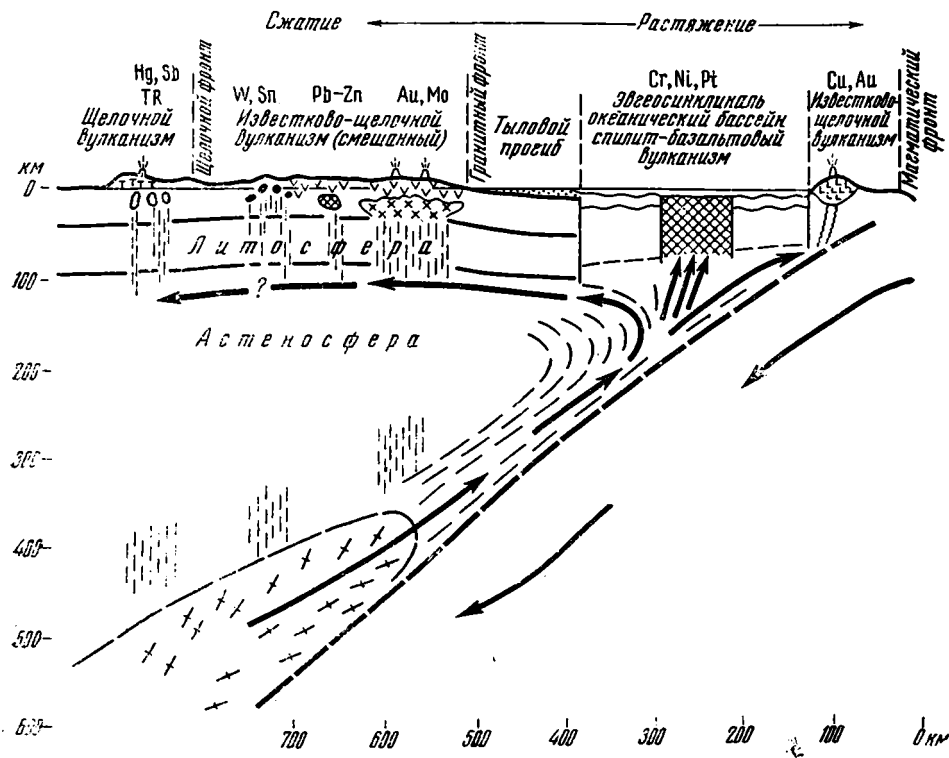


Рис. 6. Процессы, связанные с активностью зоны Беньоффа (тектонофера) (по Л. П. Зоненшайну с изменениями).

Удлиненные кресты означают литофильное вещество, поднимающееся вдоль зоны Беньоффа. Стрелки указывают предполагаемое направление движения вещества и энергии. Пунктирные линии отвечают возможным термальным или гидротермальным потокам. Косые кресты — гранит-гранодиориты; тонкая перекрестная штриховка — диорит-монциты; залиты черным — стандартные и литий-фтористые граниты; крупной перекрестной штриховкой обозначена океаническая литосфера, вновь созданная в результате спрединга

лении, заложение его в новом месте, вызывает перемещение всей зональности в том же направлении.

Учитывая, что зоны Беньоффа занимают важное место в современной гипотезе «тектоники плит», весьма соблазнительно объяснить наблюдаемую картину взаимодействием движущихся литосферных плит, как это, впрочем, уже делается для истолкования металлогенической зональности восточной части Тихоокеанского пояса (Ковалев, 1972; Sillitoe, 1972). Согласно тектонике плит, вдоль зоны Беньоффа происходит погружение (засасывание) океанической литосферной плиты, которая на глубине в результате механического трения испытывает частичное плавление, образующиеся расплавы поднимаются наверх и дают всю гамму пород известково-щелочной серии. Одновременно в тылу идет скучивание силикатических масс и выплавление гранитов. Это объяснение в общем простое и достаточно стройное, однако оно сталкивается с рядом трудностей, заставляющих внести в него существенные коррективы.

Исключительно большой объем магматических продуктов, возникающих над зоной Беньоффа (над тектонофером), обилие в них разностей кислого и среднего состава, обогащенных калием и другими литофильными элементами (в том числе и рудными компонентами), противоречит тому, что они возникли только за счет частичного плавления океанической плиты. На это уже указывали многие наши и зарубежные геологи. Следовательно, вдоль зоны Беньоффа должен происходить дополнительный, не связанный с тектоническим засасыванием подъем вещества и энергии, причем такого по составу вещества, которое могло бы обеспечить образование пород, наблюдающихся над зоной Беньоффа. Необходимость существования такого потока, обогащенного литофильными компонентами и идущего навстречу направлению тектонического засасывания, вносит новый важный элемент в механизм тектоники плит. Он вытекает и из некоторых других данных. Современные зоны Беньоффа входят составной частью в системы островных дуг, одной из главных частей которых являются окраинные океанические бассейны. Эти бассейны обладают, как известно, повышенным тепловым потоком, что также плохо согласуется с представлением о тектоническом засасывании. Более того, как устанавливается в последнее время (Karig, 1971), они находятся в условиях растяжения (а не сжатия, как должно было быть по «ортодоксальному» варианту тектоники плит) и возникли в ходе «растекания морского дна», спрединга, аналогичного (но, очевидно, не идентичного) спредингу срединно-океанических хребтов. Эвгеосинклинали, как показано (Пейве, 1969), несут в себе остатки океанической коры геологического прошлого; они с большими основаниями могут быть сопоставлены с прежними системами островных дуг, с их окраинными океаническими бассейнами. Эвгеосинклинали также зарождались в условиях растяжения, причем в них также реконструируются древние процессы спрединга (Зоненшайн, 1971). Следовательно, аналогия с современными окраинными бассейнами может считаться вполне правомерной, а значит и эвгеосинклиналям в момент их развития был свойствен высокий тепловой поток.

Растяжение в эвгеосинклиналях и образование путем спрединга океанических бассейнов должно было, как это следует из принципов тектоники плит, компенсироваться сжатием в другом месте. Следы такого сжатия обнаруживаются в интенсивных деформациях, протекавших на протяжении всего мезозоя и обычно затухавших в глубь континента. Несогласия внутри мезозойских толщ, очевидно, отвечают отдельным моментам усиленного темпа спрединга в эвгеосинклиналях. Можно предполагать, что параллельно со спредингом в эвгеосинклинали смежная континентальная плита несколько отодвигалась в сторону и испытывала сильное коробление. Это объясняет появление тылового прогиба и обрамляющих его поднятий. Общее раздробление облегчало поступление магмообразующих флюидов. Скучивание масс могло способствовать выплавке эвтектических гранитов. На каком-то расстоянии деформация затухала, и там создавались спокойные тектонические условия, при которых шло внедрение щелочных интрузий.

С позиций тектоники плит можно попытаться истолковать природу поперечных разломов. Эти крупнейшие разломы, учитывая их большую магмоконтролирующую роль, очевидно, пронизывали всю толщу литосферы. В то же время они лишь уводят зональность внутрь континента, но не нарушают ее непрерывности. Они смещают лишь эвгеосинклинали — эти зоны спрединга и новообразования океанической коры. В данном случае напрашивается определенная аналогия со срединно-океаническими хребтами, где широко развиты поперечные, похожие на сдвиг (но не сдвиги) разломы. Показано (Wilson, 1965), что вдоль этих разломов, получивших название трансформных, происходит не сдвиг, а растаскивание (может быть, с разной скоростью) смежных блоков в сторо-

ну от оси спрединга. Поперечные разломы Восточной Азии и трактуются как трансформные разломы, уходящие внутрь континента, но связанные, естественно, не со срединно-океаническими хребтами, а с прежними системами островных дуг и окраинных бассейнов. Не случайно, они разделяют отдельные секторы, каждый из которых развивался независимо и был, вероятно, связан с активностью своей зоны Беньоффа (тектонофера Шейнманна). Вдоль них происходило скольжение отдельных сегментов литосферных плит. Очевидно, что такого рода разломы являлись лучшими каналами для поступления внутреннего вещества и энергии на поверхность.

Самое сложное — это объяснение появления самой магматической зональности. Ее суть, если исключить из рассмотрения эвтектические граниты стандартного типа, состоит в закономерном увеличении щелочности пород: от нормальной в гранит-гранодиоритах, к повышенной в диорит-монцититах, до высокой в щелочных породах. Щелочность повышается и в вулканических породах. С этим совпадает повышение содержания калия в магматических породах по мере удаления от окраины континента. А. Б. Вистелиус и др. (1969) наглядно продемонстрировали эту особенность на примере позднемезозойских гранитов Северо-Востока Азии (содержание К увеличивается в одновозрастных гранитоидах от 2,7 до 4,5%). Т. Хазертон и У. Диккинсон (Hatherton et Dickinson, 1969) обнаружили, что в современных лавах островных дуг существует коррелятивная зависимость между содержанием калия в равных по кремнекислотности породах и глубиной до зоны Беньоффа или расстоянием до выхода на поверхность зоны Беньоффа. Чем больше эти расстояния, тем больше содержание калия. Эту же картину дают и наши расчеты по позднемеловым вулканитам Сихотэ-Алинского пояса (таблица),

Местоположение	K_{55}	K_{60}	h , км	d , км
Восточная часть Сихотэ-Алинского пояса	1,43	—	160	400
Центральная часть	1,69	—	180	450
Западная часть	—	2,50	220	525
		2,67	230	525

Примечание. K_{55} — содержание K_2O в (%) при 55% SiO_2 ; K_{60} — содержание K_2O в (%) при 60% SiO_2 ; h — глубина по вертикали до зоны Беньоффа, взятая по диаграмме Хазертон и Диккинсона; d — расстояние до выхода на поверхность зоны Беньоффа (древнего глубоководного желоба).

основанные на химических анализах М. И. Попковой и др. (1961). Приведенные данные однозначно свидетельствуют о возрастании активности калия в магмообразующих флюидах по мере удаления от эвгеосинклинальных зон (окраины континента).

Объяснение закономерного изменения состава магматических пород в латеральном направлении по крайней мере может быть двояким. Можно предположить, что от главного потока вещества и энергии, следующего вдоль тектонофера, с разных глубин отделялись разные по составу магматогенные флюиды, соответственно с большей глубины — с большим потенциалом щелочей (калия) и с большей насыщенностью литофильными элементами. Но в равной степени можно допускать, что поток, поднимающийся вдоль тектонофера, доходил до нижней кромки литосферы и под ней, еще в астеносфере (на глубинах около 100 км) растекался в стороны. Часть его выходила почти у места выхода тектонофера на поверхность и шла на образование эвгеосинклинального океанического бассейна, а другая часть уходила в субгоризонтальном направлении под континентальную плиту и была ответственной за весь континентальный

магматизм. Эту растекающуюся горизонтальную ветвь можно в какой-то мере считать аналогом трансмагматических растворов Д. С. Коржинского (1972). Очевидно, состав этих растворов по мере продвижения вглубь континента должен был меняться, вероятно, в связи как с последовательным выпадением из них и поступлением наверх ряда компонентов, так и с изменением температурных условий. Щелочность их в целом должна была возрастать по мере удаления от эвгеосинклинали. Несомненно, вполне правомерно обсуждение и других механизмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Структурно-магматическая и металлогеническая зональность восточной окраины Азии, реставрируемая для узких интервалов геологического времени, строго соподчинена с одновозрастными эвгеосинклинальными зонами; она является единообразной для всех эпох и усложняется только крупными поперечными (трансформными) разломами, выходящими ее вглубь континента.

2. Континентальный магматизм (тектоно-магматическая активизация) и развитие эвгеосинклинальных зон тесно взаимосвязаны и представляют собой разные формы единого геосинклинального процесса, обусловленного, вероятно, существованием единой глубинной зоны тектонофера (зоны Бенъоффа), падающей от эвгеосинклинали под континент.

3. Металлогенический анализ соответственно следует проводить раздельно по узким временным интервалам, отвечающим времени активности определенных эвгеосинклинальных зон (активности тектонофера). Необходимость такого анализа по отдельным металлогеническим эпохам показал В. И. Смирнов (1963).

Структурно-магматическая и металлогеническая зональность, выявляемая для различных эпох мезозоя Восточной Азии, свойственна также областям другого возраста. Поэтому намеченные закономерности имеют, очевидно, общее значение.

Литература

- Бабкин П. В., Сидоров А. А. Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР.— Разведка и охрана недр, 1972, № 10.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Геология Кореи. М., «Недра», 1964.
- Геология месторождений олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969.
- Геология СССР, т. XIX, ч. I. М., «Недра», 1966, 560 стр.
- Геология СССР, т. XXX, кн. I, 2 М., «Недра», 1970.
- Геология СССР, т. XXXII. М., «Недра», 1969.
- Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника». — Геотектоника, 1971, № 6.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1971.
- Зоненшайн Л. П. Проблемы глобальной тектоники. — Природа, 1972, № 11.
- Иванов Ю. А. О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья. — Геотектоника, 1965, № 6, стр. 115—123.
- Ковалев А. А. Тектоника имеет и некоторые аспекты металлогении. — Геология рудн. месторожд., 1972, № 5.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин И. В., Цэдэн Ц., Гундсамбусу Ц., Горляд А. В. Редкометалльные граниты Монголии. М., «Наука», 1971.
- Коваль Н. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Захаров М. И., Знаменский Е. Б., Горманева Г. С., Юрченко С. А. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1972, № 8.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В сб.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубина земли, т. I, М., «Наука», 1972, стр. 144—152.
- Красилов В. А. Миграция структурных зон Тихоокеанского пояса в меловое время. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Кузьмин М. И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса. Междунар. геохим. конгр. (Тез. докл.), ч. II. М., «Наука», 1971.

- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. и др. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Некрасов Г. Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгоноса и Пенжинского кряжа.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Ненашев Н. И. Мезокайнозойский магматизм и рудообразование Северо-Востока Якутии. М., «Наука», 1965.
- Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962, 524 стр.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф. Сборник химических анализов горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, Изд-во ДВГУ и ДВ отд. всес. геогр. о-ва, 1961.
- Путинцев В. К., Синицкий С. Е. Краткий очерк геологии северо-восточной части КНДР.— В сб.: Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии. Л., 1963.
- Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М., «Наука», 1970.
- Рудич К. Н. Вулканоплутонические формации цепи Черского. М., «Наука» 1966.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальные и миегеосинклинальные области Северо-Востока СССР.— Ученые записки. Региональная геология. Л., НИИГА, 1969, вып. 15.
- Сеславинский К. Б. Строение и развитие Южно-Ануйского шовного прогиба (Западная Чукотка).— Геотектоника, 1970, № 5.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
- Смирнов С. С. Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР.— Природа, 1946, № 2.
- Тильман С. М. Мезозонды севера Тихоокеанского кольца. Тр. Сев.-Вост. КНИИ, 1967, вып. 30.
- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозонд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф., 1970.
- Фирсов Л. В. Проявление триасового магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8.
- Флеров Б. Л. Особенности оловорудной минерализации вулканоплутонической формации южной части Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бигус Б. Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», М., 1968.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозонд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
- Hatherton T. et Dickinson W. R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antiles and other island areas.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 22, p. 5301—5310.
- Hutchison C. S. Invalidity of the Billiton granite, Indonesia, for defining the Jurassic (Upper Triassic boundary in the Thai-Malayan Orogen).— Geol. on Mijnbouw, 1968, v. 47, No. 1.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America and the Subduction of oceanic lithosphere.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 3.
- Snelling B. J., Bignell J. D., Harding R. R. Ages of Malayan granites.— Geol. en mijnbouw, 1968, v. 47, No. 5.
- Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 1965, v. 207, No. 4995.

НИЛЗарубежгеология
Ин-т геохимии
СО АН СССР
Ин-т физики Земли АН СССР
Всесоюзный аэрогеологический
трест

Статья поступила
17 января 1973 г.

УДК 551.24+552.32(24)

И. В. ЛУЧИЦКИИ

О КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ОКЕАНОВ

Дан обзор современных данных о распространении кислых пород в океанах. Подчеркивается, что объяснить происхождение этих пород дифференциацией базальтовой магмы не всегда легко, вследствие относительно большой их роли на некоторых островах (Кергелен, Исландия и др.). Подчеркивается, что появление кислых пород в океанах может указывать также на погружение отдельных блоков континентальной коры или на латеральную изменчивость состава верхней мантии.

ВВЕДЕНИЕ

Современные представления о роли магматических пород в строении океанического дна покоятся не только на прямых наблюдениях строения отдельных островов или их гряд, но также на исключительно разнообразном новом материале драгирования, проводимого в огромном масштабе различными исследовательскими кораблями. В совокупности с общими геофизическими данными о скоростях прохождения сейсмических волн в пределах океанических плит все эти новые сведения приводят к неоспоримому на первый взгляд выводу о том, что господствующую роль в строении океанического дна играют базальты, причем, как выяснилось сравнительно недавно, базальты толеитового ряда, т. е. такие породы, которые обладают чертами сходства с траппами континентов гораздо большими, чем предполагалось ранее.

За последние два десятка лет представления об огромной роли базальтов в строении дна океанов были несколько уточнены в связи с обнаружением многочисленных выходов пород гипербазитового ряда. Отмеченные впервые, по-видимому, на острове Святого Павла более 40 лет тому назад (Washington, 1930) и ставшие широко известными, начиная с 1947 г., на Срединно-Атлантическом хребте (Shand, 1949), гипербазиты, как показали новейшие исследования, итог которым подведен Г. Б. Удинцевым и Л. В. Дмитриевым (Udintsev, Dmitriev, 1970), имеются также на дне Индийского океана и устанювленцы Б. Хизеном, У. Глассом и Г. Менардом (Heezen et al., 1966) в Тихом океане. Привлекательные данные Р. Форбса и Х. Куно (Forbs, Kuno, 1965) о гипербазитовых включениях в базальтах океанских островов, а также сведения П. Фокса и Б. Хизена (Fox, Heezen, 1965) о распространении оливина и серпентина в глубоководных песках, Г. В. Удинцев и Л. В. Дмитриев представили в названной выше обобщающей работе схему строения океанического дна, известную и по более ранним исследованиям, в которой обосновывается идея залегания базальтового слоя на гипербазитовом, выступающем преимущественно в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Во всех подобных построениях из рассмотрения полностью исключаются кислые магматические породы, давно уже известные на многих островах, расположенных среди океанических просторов и нередко извлекаемых при драгировании со дна океанов. Только в недавней сводке И. Бонатти и Г. Аррениуса (Bonatti, Arrhenius, 1970) предпринята по-

пытка дать общую оценку имеющимся сведениям о кислых породах на океаническом дне, но, к сожалению, их обзор ограничен восточной частью Тихого океана. Обычно же в работах, затрагивающих проблему магматических пород океанического дна, существенного значения кислым породам не придается. Такой подход к анализу важной проблемы представляется неоправданным, что нетрудно будет видеть при пересмотре главнейших данных, составляющих опору для сложившихся представлений об ограниченной роли кислых пород в строении дна океанов. Очевидно, что правильная оценка значения этих пород может быть дана лишь в том случае, если мы сможем достаточно наглядно представить себе истинную картину современных знаний об их распространении в океанах.

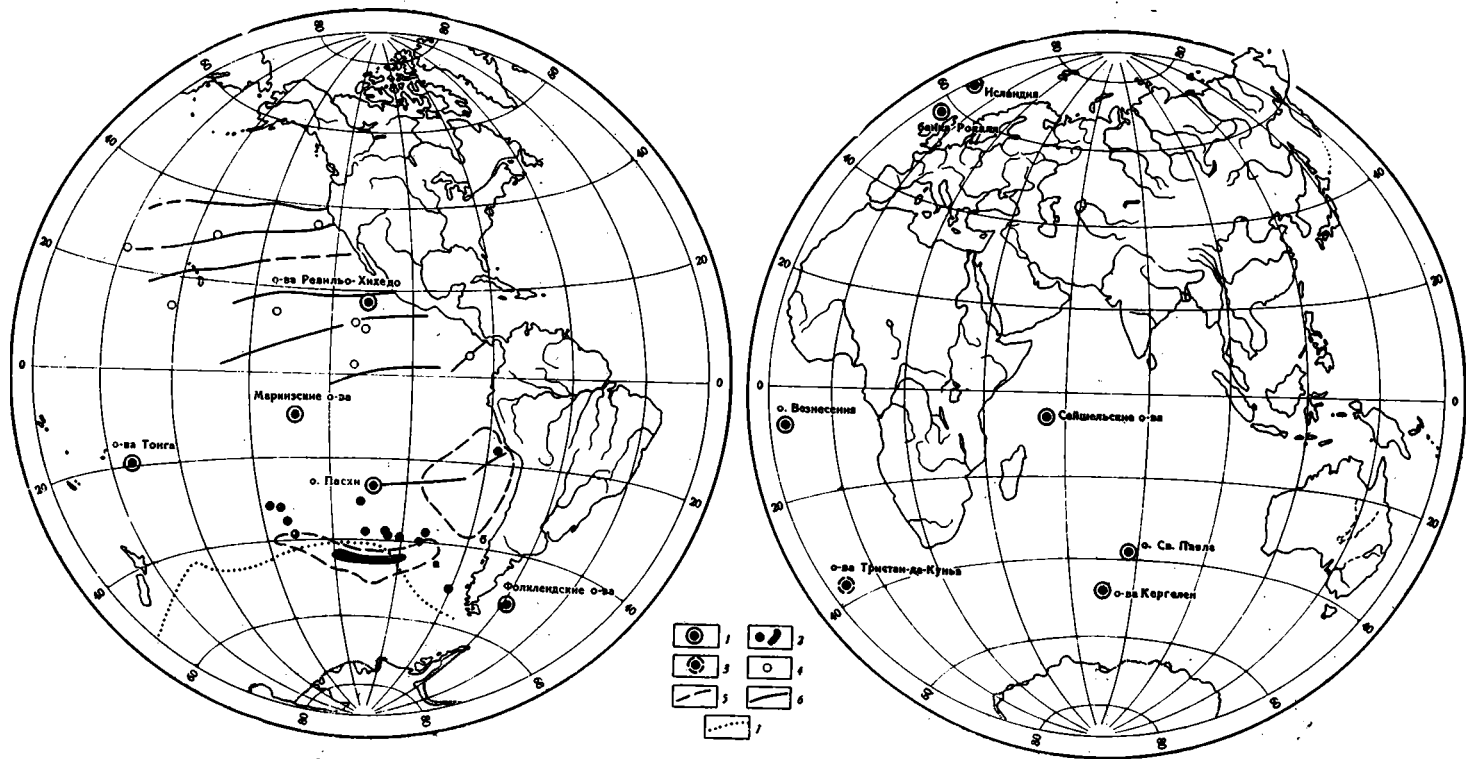
КРАТКИЙ ОБЗОР РАСПРОСТРАНЕНИЯ КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВАХ И НА ДНЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Имея в виду цели определения роли кислых магматических пород в строении океанического дна, следует ограничить круг тех островов, которые должны быть привлечены к обзору именно в этом плане. Такое ограничение особенно важно для Тихого океана, окаймленного островными дугами; для него обзор должен охватить, очевидно, лишь те острова, которые размещаются внутри так называемой андезитовой линии, намеченной Маршаллом (Marshall, 1911). Для Индийского океана затруднения возможны лишь при обсуждении роли кислых магматических пород, известных на островах, расположенных у берегов Африки, в частности на Мадагаскаре, который соответственно в дальнейшем не рассматривается. Что касается Атлантического океана, то в нем подобная проблема разделения островов в общем не возникает.

ОСТРОВА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В Атлантике кислые породы известны с давних пор не только в периферических частях океана, но и в пределах его срединного поднятия. Расположенная на этом поднятии Исландия не является каким-то исключительным явлением. Такие породы имеются на островах Вознесения и Тристан-да-Кунья, тоже принадлежащих срединному поднятию, кроме того, они могут быть указаны на островах Зеленого Мыса, тяготеющих к африканскому побережью. Если к кислому ряду отнести не только липариты, но и трахиты, то Азорские острова тоже придется включить в состав тех островных групп, в пределах которых распространены кислые породы. Впрочем, чтобы избежать неправильного понимания рассматриваемой проблемы, следует дать более обстоятельный обзор кислых пород, известных на островах Атлантики (рисунок).

Исландия постоянно привлекала внимание исследователей, во-первых тем, что на ее территории распространены толеитовые, а не оливиновые базальты, которые до недавнего времени считали типичными для океанических областей, во-вторых, относительным обилием липаритов, в целом подчиненных базальтам. Только в результате обобщения современных материалов драгирования дна океанов удалось показать (Engel C., Engel A., 1963, 1964_{1,2}), что главная масса базальтов на океаническом дне также принадлежит толеитовому, а не оливин-базальтовому ряду, и таким образом, в этом отношении излившиеся породы Исландии отвечают господствующему типу базальтов, собственных океаническому дну. Возможно, конечно, что известные черты отличия тех и других могут быть установлены, в частности, по содержанию окиси калия, которое для базальтов Исландии несколько выходит за пределы максимальных содержаний 0,25%, указываемых для базальтов океанического дна Энгелями в приведенных выше работах. Однако принадлеж-



1 — Кислые магматические породы в коренном залегании; 2 — кислые магматические породы в виде обломков на дне океана (Bonatti, Arrhenius, 1970); 3 — обломки гранита на островах; 4 — осадки, содержащие высокие концентрации ортоклаз- или кварцсодержащих пород (Bonatti, Arrhenius, 1970); 5 — области распространения риолитового (а) или среднего (б) стекла; $N=1,50$ или $1,50 < N < 1,52$ соответственно (Nieman, 1963); 6 — крупные разломы в Тихом океане; 7 — северная граница современного ледникового разноса (Shott, 1935)

ность базальтов Исландии к толеитовому ряду теперь уже не выглядит как некоторая характерная черта, определяющая принадлежность этой территории к какому-то особому типу, выделяющемуся по сравнению с теми, которые известны на океанических просторах в других областях мира.

Что касается липаритов, то отмеченные уже в старинных работах Р. Бунзена (Bunsen, 1851), Г. Розенбуша (Rosenbusch, 1898), Т. Торродсена (Thoroddsen, 1905), и других исследователей эти породы, как сейчас установлено, составляют не менее 10—15% всей массы излияний, известных в Исландии (Walker, 1965). Таким образом, липариты встречаются здесь в несопоставимо больших массах, чем это предполагалось ранее Т. Торродсеном, указавшим, что они не превышают 0,8% всех излившихся пород этой области. Достаточно сейчас взглянуть на геологическую карту Европы (Intern, Geol. Mare..., 1971), чтобы оценить значение кислых пород и понять глубину тех затруднений, которые постоянно будут возникать при попытке объяснения их появления кристаллизационной дифференцией базальтовой магмы.

В таблице помещены данные о среднем химическом составе липаритов Исландии и приведены также аналогичные сведения о составе кислых пород некоторых других океанических областей.

Химический состав кислых магматических пород океанических бассейнов

Окислы, %	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	73,5	71,9	68,7	72,8	69,0	74,0	71,6
TiO ₂	0,5	0,3	0,6	0,2	0,2	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	12,0	12,8	8,3	13,3	14,8	13,7	15,2
Fe ₂ O ₃	2,5	3,6	9,5	2,0	1,4	1,1	2,1
FeO	2,6	0,2	2,5	1,8	2,8	1,1	1,3
MnO	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,4
CaO	1,5	0,6	1,0	0,8	0,9	0,5	0,1
Na ₂ O	3,6	5,3	6,2	5,3	6,1	3,9	5,2
K ₂ O	3,3	4,8	2,8	3,6	4,5	5,2	3,9
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. 1. Липариты Исландии. Среднее из 40 анализов (Wolff, 1931, и др.). 2. Риолит о. Вознесения (Daly, 1925). 3. Эфирный гранит (рокаллит) банки Роколл. Среднее из 10 анализов (Wolff, 1931). 4. Обсидиан о. Паски. Среднее из 7 анализов (Горшков, 1967). 5. Натровый риолит о. Ревилья-Хихедо. Среднее из 3 анализов (Горшков, 1967). 6. Щелочные риолиты архипелага Кергелен. Среднее из 10 анализов (Nougier, 1970). 7. Щелочные граниты архипелага Кергелен. Среднее из 10 анализов (Nougier, 1970). Все анализы пересчитаны на 100%.

Районы к югу от Исландии, примерно 24° с. ш., из рифтовой зоны Срединно-Атлантического поднятия драгированием извлечен аплит с содержанием 78,39% кремнезема. Предполагается не эрратическое происхождение этой пробы; ее считают конечным продуктом кристаллизационной дифференциации габброидной магмы (Miashiro et al., 1970), но отнюдь не исключена возможность и иных независимых путей образования аплита.

Остров Вознесения может служить еще одним примером, иллюстрирующим распространение кислых пород в океанах. На этом острове имеются очень молодые, свежие лавы и шлаки базальтового и трахидолеритового состава с подчиненными им туфами и пирокластическими породами. Обычная ассоциация представлена щелочными трахитами, прорывающими более древние потоки базальтов, но имеются и обратные

соотношения между обеими группами пород. Известные здесь оливиновые базальты, трахидолериты, трахиандезиты, трахиты и обсидианы образуют серию пород, близкую к той, которая характерна для Азорских островов, но, как отмечают Ф. Тернер и И. Ферхуген (Terner, Verhogen, 1960), трахитовые породы на о. Вознесения переходят в рйолиты и обсидианы, содержащие до 70—72% кремнезема при преобладании натрия над калием (хим. анализы см. в таблице). Среди ксенолитов глубинных пород на о. Вознесения отмечены еще щелочные граниты. Н. А. Заварицкий (1950) подчеркивал, что об основании вулканической постройки острова можно судить по выброшенным обломкам гранита, а также по включениям гранита в базальтовых потоках и куполах трахита.

Острова Тристан-да-Кунья тоже расположенные на срединном поднятии, отличаются тем, что в их лавах, преимущественно базальтовых, андезитовых, трахибазальтовых и трахитовых, известны включения гнейсов (Gilluly, 1955 — русский перевод, 1957; Барт, 1963).

На территориях, тяготеющих к окраинам Атлантического океана, кислые магматические породы имеются на **островах Зеленого Мыса и на Фолклендских островах**. С островов Зеленого Мыса, в частности, описаны щелочные граниты и сиениты (о-ва Сан-Висенти и Сантьягу) предположительно мелового возраста, хотя преобладают здесь щелочные породы преимущественно базальтового ряда. Кислые породы Фолклендских островов представлены, как известно, гранитами (Reed, 1949; Гиллули, 1957).

Следует упомянуть еще и о щелочных гранитах банки Рокалл, расположенной около 58° с. ш. и 14° з. д., примерно в 400 км к северо-западу от Британских островов. Выступающая здесь скала, возвышающаяся на 20 м над поверхностью океана и обладающая таким же поперечником, служила предметом изучения различных исследователей, вследствие чего у Ф. Вольфа (Wolff, 1931) помещено 10 анализов взятых отсюда эгириновых гранитов (см. таблицу), называемых также рокаллитами (Judd, 1897; Thuyggell, 1924, и др.). Два анализа приведено Ф. Вольфом, кроме того, для аналогичных пород, извлеченных на этой банке путем драгирования со дна океана, на котором широко распространены также обломки базальтов.

Наконец, нельзя совершенно отбрасывать сведения о распространении валунов древних гранитов и гнейсов на берегах **Азорских островов**. Ф. Вольф (Wolff, 1931) и другие исследователи считают, что эти валуны, бесспорно, принесены айсбергами, но в свете достаточно широкого разнообразия данных, свидетельствующих о распространении кислых магматических пород на островах Атлантического океана требуется, очевидно, известная осторожность в подобного рода безоговорочных суждениях. Вполне возможно, что среди найденных на Азорских островах валунов в дальнейшем будут обнаружены и отторженцы кислых пород местного происхождения.

Подводя итог тому, что известно о кислых магматических породах на островах Атлантики, можно видеть, что Исландия с ее липаритами, гранофирами, игнимбритами и другими им подобными породами не является каким-то совершенно необычным явлением. Наоборот, не только на окраинах океана, но и на внутриокеанских пространствах, на различных островах встречаются аналогичные кислые магматические породы. Их роль в строении дна Атлантического океана оценена явно еще недостаточно.

ОСТРОВА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Острова Индийского океана заслуживают пристального внимания, так как для них в особенности очевидно, во-первых, насколько прочно укоренилось общее невнимательное отношение к данным о распростра-

нении кислых магматических пород внутри океанов, во-вторых, как сходны некоторые островные группы этого океана с Исландией.

В Индийском океане кислые породы имеются прежде всего на островах архипелага Кергелен, но они известны также на о. Святого Павла (тоже в центральных частях океана) и на Сейшельских островах (близ Африканского побережья).

Острова архипелага Кергелен давно уже привлекают внимание в связи с тем, что кристаллические породы, впервые собранные на юго-западе архипелага (п-ов Ралье-дю-Бати), были определены А. Лакруа как кварцевые сиениты (Lacroix, 1924). Таким образом, более полувека прошло с тех пор, как было установлено, что вдали от берегов Индийского океана имеются острова, на которых выступают сравнительно кислые породы. В 1929 г. Обер де Ла Рю (Ober de La Rue, 1932) установил, что эти породы образуют крупный массив, а в 1962—1963 гг. И. Нужье детально изучил строение архипелага и дал очерк распространения на его территории изверженных пород и их петрохимии (Nougier, 1963, 1965^{1,2}, 1970). По данным И. Нужье, наиболее древними породами на Кергелене являются господствующие так называемые базальтовые покровы, в действительности преимущественно андезитового, а не базальтового состава. В контакте с более поздними интрузиями они подверглись зеленокаменному изменению. До работ И. Нужье такие измененные породы считали спилитами.

Интрузивные породы архипелага Кергелен, как показал И. Нужье, разнообразны по составу и среди них установлены кварцевые сиениты, щелочные микрограниты, монзониты, щелочные аплиты и сиениты, гранодиориты, а также щелочные риолиты, образующие систему куполов. В центральной части вулканоплутона, выделяемого И. Нужье на п-ове Ралье-дю-Бати, имеются граниты, известные также на горе Шастень и в долине р. Сабль. В щелочных микрогранитах содержится до 71% кремнезема. К интрузивной серии относятся, кроме того, диориты, нефелин-содержащие сиениты, а также трахириолитовые, трахифонолитовые и фонолитовые породы, наблюдаемые в различных частях архипелага.

Полученные новые данные привели И. Нужье к выводу о существовании в прошлом в районе архипелага Кергелен крупного магматического очага, имевшего состав, «отвечающий граниту — сиениту».

На древние вулканические структуры архипелага наложен плейстоценовый вулканизм, представленный трахитовыми и базальтовыми лавами, образующими конические постройки, среди которых наиболее крупной является гора Росса (1840 м высотой) на юге Кергелена. К самым поздним вулканическим образованиям относятся, по И. Нужье, покровы андезитов, а также кварцевых и бескварцевых щелочных трахитов.

Магматические породы архипелага Кергелен изучались в последнее время также Т. В. Молчановой (1972) по сборам геофизиков М. Х. Тохберга и Б. Н. Козака, доставивших по инициативе А. Л. Яншина образцы преимущественно базальтов и габбро с п-ова Курбе. В этой серии пород были, кроме того, щелочные сиениты, принадлежащие, по мнению Т. В. Молчановой, к крайним членам ряда габбровых пород, подвергшихся щелочному метасоматозу. К сожалению, среди доставленных образцов не было пород типичного гранитного ряда. Между тем в наиболее поздней своей работе И. Нужье (Nougier, 1970) не только описал граниты крупного массива на п-ове Ралье-дю-Бати и в других участках о. Кергелен, но и привел для этих пород многочисленные химические анализы. Работу И. Нужье удалось привлечь к настоящей статье благодаря любезности Т. В. Молчановой, которая к моменту сдачи в печать своего труда (Молчанова, 1972) не могла использовать полные химико-аналитические данные по гранитоидам Кергелена. В настоящее время,

опираясь на данные И. Нуже (Nougier, 1970), нетрудно определить средний состав кислых пород Кергелена по 20 химическим анализам (см. таблицу). Из этого числа 10 анализов принадлежат щелочным риолитам, а остальные щелочным гранитам.

К северу от Кергелена на срединном океаническом поднятии расположен **остров Святого Павла**, на котором тоже имеются кислые породы. Здесь известно, что вулканическая деятельность началась извержениями кислых лав (риолитоидов, по Лакруа). Эти породы состоят из основной массы иголок ортоклазового полевого шпата, иногда имеющей сферолитовую структуру, и кристаллов тридимита, образующего черепитчатые пластинки. Над риолитовыми породами залегают богатые полевым шпатом диориты, а затем базальты. А. Лакруа указывает, кроме того, жилы сакалавита — базальта с высоким содержанием кварца (до 10%).

Особо следует отметить указания на присутствие гранитов и гнейсов на **Сейшельских островах** в области 5° ю. ш. и 55° в. д., т. е. уже не в центральной части океана, а несколько ближе к краю Африканского континента — в ситуации, близкой к той, которая типична для Мадагаскара, где также известны граниты и гнейсы.

Общая картина распространения кислых магматических пород в Индийском океане оказывается, таким образом, сходной с характерной для Атлантики. Здесь, в наиболее крупной островной группе, также наблюдается относительное обилие кислых пород, но аналогичные породы встречаются и в более мелких островных группах внутри океана и отмечаются также на его окраинах. Следовательно, общая закономерность в распределении кислых пород в Индийском океане остается той же, что и в Атлантике: в их размещении не усматриваются какие-либо четко выраженные признаки преимущественной приуроченности кислых пород к внутриокеаническим или периферическим частям акваторий.

ОСТРОВА И ДНО ТИХОГО ОКЕАНА

До недавнего времени считалось, что в качестве исключения на Тихом океане может быть указан только остров Пасхи как пример, свидетельствующий о распространении кислых магматических пород не только на окраинах океана, но и в центральной его части. Об этой особенности строения о. Пасхи известно по сообщениям К. Тилли (Tilley, 1922), А. Лакруа (Lacroix, 1928), Л. Чабба (Chubb, 1933) и М. Банди (Bandy, 1937) уже более половины столетия.

Риолиты с о. Пасхи, ссылаясь на М. Банди, указывали Д. Гиллули (1957), отметивший, кроме того, что на Плато Альбатрос имеются андезиты (Chubb, 1930), известные также на Маркизских и Галапагосских островах, и Г. С. Горшков (1967), подсчитавший среднее содержание окислов в породах по 7 анализам обсидианов с о. Пасхи. В этих обсидианах (см. таблицу) среднее содержание кремнезема составляет 72,8%. Р. Дэли (Daly, 1925) отмечал, кроме того, кварцевые трахиты на о. Тутуила, а Т. Барт (Barth, 1931) риолиты на Маркизских островах.

Сейчас все эти сведения стали еще более разнообразными. Установлено, в частности, что на **островах Ревильо-Хихедо**, расположенных более чем в 500 км к юго-западу от Мексиканского побережья Северной Америки и отделенных от континента глубоководным желобом, имеются натровые риолиты со средним содержанием кремнезема 69,0% (см. таблицу).

Недавно стали известны кислые породы (дациты с содержанием кремнезема 64,79 до 65,86%) также на островах Тонга (Bryan, 1972).

Однако более полную картину в настоящее время можно выявить по данным, изложенным И. Бонатти и Г. Аррениусом (Bonatti, Arrhenius, 1970), специально изучавших распространение кислых пород на дне

Тихого океана. Они указывают прежде всего на разнообразные находки, сделанные во время экспедиций Челленджера (Murray, Renard, 1891) и Карнеги (Revelle, 1944), а затем обращаются к исследованиям М. Питерсена и Н. Гольдберга (Petersen, Goldberg, 1962), а также Г. Нимана (Niemann, 1963), которыми установлено широкое распространение кислых пород на юго-восточном срединном поднятии Тихого океана и вообще на восточной окраине океана, главным образом в его южной части. Все эти материалы старых исследований заново обработаны И. Бонатти и Г. Аррениусом. Ими установлено также, что в осадках восточной части Тихого океана имеются различные кислые пирокластические и ортоклазсодержащие породы.

Пересмотр старых коллекций И. Меррея и А. Ренара показал, что среди обломков пород, собранных в юго-восточной части Тихого океана (см. рисунок) есть риолиты с фенокристами олигоклаза, санидина и кварца в стекловатой основной массе, обнаруживающей флюидалную структуру, а также граниты с микроклин-микропертитом и подчиненным количеством олигоклаза, биотита и мусковита. Кроме того, в осадках обнаружены кристаллы кварца и калиевого полевого шпата. В старых коллекциях Р. Ревеля (Revelle, 1944) установлены обломки кислой пемзы; кислое вулканическое стекло с показателем преломления 1,50; гранитные обломки аляскитового типа (Ruegg, 1962) и бипирамидальные кристаллы кварца. Пункты, в которых были отмечены граниты, И. Бонатти и Г. Аррениус проверили дополнительно и установили, что эти породы состоят из кварца, микропертита, ортоклаза, небольшого количества андезина (№ 24) и следов хлоритизированной слюды. Кроме того, в осадках, извлеченных со дна Тихого океана в его восточной части, обнаружены в разных местах кристаллы ортоклаза (санидина) в количестве свыше 10%.

И. Бонатти и Г. Аррениус детально рассмотрели проблему происхождения образцов, содержащих кислые магматические продукты, встреченные в виде обломков пород, стекла или осколков кристаллов в осадках восточной части Тихого океана. Они подчеркнули, что когда И. Меррей и А. Ренар предполагали транспортировку обломков гранитов из далеких районов кораблями, льдинами или водорослями, они еще не знали о существовании именно в этой части океана области распространения таких типичных для кислых пород сочетаний минералов и обломков пород, которое стало известным ныне и заставляет считать, что все эти минералы и обломки пород имеют местное происхождение. При этом следует учитывать, как отмечают И. Бонатти и Г. Аррениус, что в юго-восточной части Тихого океана ледниковый дрейф, включающий обломки метаморфических и кислых пород, ограничивается областью около 50° ю. ш. (Lisitzin, 1960; Watkins et al., 1968; Conally, Ewing 1965). Случайный занос материала в более низкие широты возможен самое большее до 40° ю. ш. Намечаемая, таким образом, граница распространения транспортируемых с юга обломков затрагивает лишь немногие точки, изображенные на рисунке. В целом же наблюдаемая ассоциация щелочных и полевых шпатов и стекла исключает, по данным И. Бонатти и Г. Аррениуса, ледниковый транспорт как главное объяснение. Хотя трудно исключить возможность того, что ледниковый перенос достигал 33° ю. ш., где встречены гранитные гальки, однако общая интерпретация этих находок как результата ледникового переноса несостоятельна, потому что типичные морские ледниковые осадки отсутствуют в этой области на дне океана (Watkins et al., 1968). Противоречат этому предположению и данные о распространении мусковита в донных осадках этих районов.

Граниты, извлеченные из подводного хр. Наска, представляют, по И. Бонатти и Г. Аррениусу, особый интерес. По У. Руэджу (Ruegg, 1962), этот хребет представляет часть древнего континентального блока,

протягивающегося в глубь Перу; граниты и аляскиты, сходные с извлеченными на хр. Наска, присутствуют на его континентальном продолжении. Тем не менее сейчас еще трудно проводить необходимые параллели, так как отсутствуют необходимые петрографические данные об этой части океанического дна, отвечающей Чилийскому поднятию.

В целом кислые породы на дне Тихого океана приурочены к некоторым конкретным регионам, в пределах которых наблюдаются определенные по минералогическому составу осадки, содержащие включения кислых вулканических пород или продуктов их разрушения. Наиболее крупная область подобного рода размещается на юге Тихого океана и ограничена на севере примерно о. Пасхи с его риолитами, расположенными на восточном поднятии Тихого океана, а на западе примерно 140° з. д.

Драгирование, проведенное к северу от этой области И. Бонатти (Bonatti, 1969) во время экспедиций S10 Амфитрит и в 1967 г. экспедицией Морского института в Майами, обнаружили только базальты толеитового типа. Распространение кислых пород на запад в южной части Тихого океана точно неизвестно. Отсутствие щелочных полевых шпатов в осадках около 160° з. д. и $30-40^{\circ}$ ю. ш. свидетельствует о вероятном западном пределе этой области. В целом, как отмечают И. Бонатти и Г. Аррениус, кислые дифференциаты не ограничиваются распространением непосредственно в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия, а прослеживаются от него далеко к западу и к востоку. Локальные области распространения кислых пород намечаются этими исследователями около Кокосовых островов, а также в зоне крупных разрывов, пересекающих Восточно-Тихоокеанское поднятие вблизи Североамериканского континента, в частности вблизи разлома Меррей. Хотя статистический материал еще недостаточен для точных корреляций, имеющиеся данные заслуживают серьезного внимания.

Так в итоге выглядит общая картина распространения кислых магматических пород в Тихом океане по современным данным. Подобно тому как в Атлантике и в Индийском океане, здесь тоже могут быть выделены области преимущественного сосредоточения кислых пород, приуроченные к различным структурным обстановкам. Нетрудно видеть, что так же как и в других океанах, кислые породы прослеживаются в Тихом океане в некоторых участках срединного поднятия, следуют расчленяющим дно крупным разломам и тяготеют также к крайним зонам океана.

ОБЩИЕ СРАВНЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Если попытаться подвести некоторые итоги изложенным выше данным, то следует, по-видимому, остановиться на трех главных вопросах: 1) что нового выявлено за последние 10—12 лет в отношении распространения кислых пород на дне океанов; 2) могут ли быть указаны какие-то общие закономерности в пространственном распределении этих пород и 3) каковы причины появления кислых пород на дне океанов.

Ответ на первый вопрос может быть дан в следующем виде. Исследование океанических островов и дна океанов в последние годы с полной очевидностью показало, что во всех океанах имеются такие области, в которых кислые магматические породы встречаются не в качестве «несущественных» проявлений кислой магмы, а либо играют важную роль в строении островов или дна океана и составляют до 10—15% общей массы излияний (Исландия по Уолкеру); либо встречаются в таких количествах, что возникает представление о существовании крупных глубинных магматических очагов с составом «гранита-сиенита», за счет которых питаются вулканы, дающие кислые извержения (о. Кергелен по И. Нужье); либо, наконец, охватывают огромные области, на которых приходится допускать широкое проявление кислого вулканизма как в.

эффузивной, так и в интрузивной формах (юго-восточная часть Тихого океана по И. Бонатти и Г. Аррениусу). Все эти новые данные настолько выразительны, что вызывают необходимость обсуждения проблемы образования кислых пород океанов, тем более, что за последние годы и количество островов, в которых стали известны такие породы, тоже заметно увеличилось, что нетрудно видеть, сравнив приведенные в настоящей статье данные с тем, что было изложено в свое время Д. Гиллули (Gilluly, 1955).

Ответ на второй вопрос дать пока нелегко, так как океанические пространства в целом изучены совершенно недостаточно. Однако некоторые самые общие соображения в этом направлении могут быть указаны. В настоящее время становится совершенно очевидным, что кислые породы встречаются не только в окраинных зонах океанов и на срединных поднятиях, но еще и на таких сравнительно крупных площадях внутри океанов, которые не обнаруживают прямой связи со срединными поднятиями. В таком плане речь может идти о Кергелене, а также о юго-восточной части Тихого океана, где кислые породы располагаются в области, ориентированной поперек срединного поднятия.

Наиболее труден ответ на третий вопрос, так как он затрагивает проблему происхождения гранитов и сиалических магм, вообще крайне дискуссионную. Что может быть все же сделано для того, чтобы дать на него ответ, исходя из современных представлений о распространении кислых пород на дне океанов. Прежде всего следует указать, что попытки объяснить появление кислых пород в океанах предпринимались неоднократно. Опираясь на полученный в этом направлении опыт, можно соответственно предложить два пути поиска вероятных объяснений. Первый — основываться на предположении о том, что кислые породы в океанах представляют продукт кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Второй — считать, что кислые породы возникают в океанах там, где в них погружены более или менее крупные континентальные сиалические блоки.

Представления о возникновении кислых пород в результате кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы применительно к Исландии развиваются, в частности, Кармишелем (см. Walker, 1964). Именно он стремился показать что состав исландских риолитов и андезитов отвечает кислым дифференциатам первичной базальтовой магмы и что, если кислая магма образовалась здесь путем частичного плавления сиалического субстрата, этот сиаль должен был быть в Исландии исключительно необычным по составу. Приводя эту точку зрения, Г. Уолкер (Walker, 1964, 1965) отметил отсутствие строгих данных, позволяющих определить действительное происхождение кислых лав Исландии. Указав, что прямых доказательств существования сиалического слоя под Исландией нет, Г. Уолкер тем не менее подчеркнул, что такой слой, возможно, все же имеется и что в таком случае этот слой мог способствовать образованию кислой магмы, питающей вулканические центры.

Сравнительно недавно В. А. Баскина (1972) высказала предположение о палингенной природе кислых пород Исландии, возникших первоначально за счет частичного плавления толентов.

Появление кислых магм на юге Тихого океана И. Бонатти и Г. Аррениус, опираясь на идеи Д. Грина и А. Рингвуда, связывают с предполагаемым относительным погружением верхней мантии Земли, что, по их мнению, могло вызвать образование среди продуктов дифференциации магмы щелочных базальтов и кислых отщеплений. Впрочем, как отмечают И. Бонатти и Г. Аррениус, эти представления невозможно обосновать данными о глубинном строении, так как для этой области Тихого океана отсутствуют необходимые сведения о гравитационных аномалиях. Среди факторов, способствующих образованию кислых магм

в океанах, И. Бонатти и Г. Аррениус указывают возможное присутствие летучих в относительно больших концентрациях в верхней мантии Земли, что допускают, например, Г. Эккерман (Eckermann, 1958) и В. Эльзасер (Elsasser, 1966).

Совсем иной позиции в отношении кислых пород океанов придерживался Д. Гиллули (Gilluly, 1955), который считал возможным превращение крупных континентальных блоков в океанические путем погружения, хотя и отмечал затруднения, встречающиеся на этом пути толкования происхождения кислых пород на дне океанов. Впрочем, затруднения встречаются и предположения о происхождении этих пород в результате дифференциации базальтовой магмы и, тем более, магм более глубоких зон, если считать, что такие зоны построены из гипербазитового материала. Главная трудность — это большие количества фактически наблюдаемого кислого материала, местами составляющего до 10—15% общей массы излившихся пород базальтового ряда.

Какова бы ни была причина появления кислых пород в океанах, необходимо считаться с реальным существованием достаточно крупных масс кислой магмы, сосредоточенной в недрах Земли под океанами. Если учитывать при этом, что корни вулканов уходят, как показывают исследования Камчатки, Гавайских островов и других территорий мира, на большие глубины, измеряемые десятками километров, то придется предположить, что достаточно обширные резервуары кислой магмы, питающей вулканы, расположены на больших глубинах в верхней мантии Земли. Но тогда появляется еще одна возможность объяснения причин появления кислых магм на дне океанов — это латеральная неоднородность верхней мантии. Представление о латеральной неоднородности верхней мантии и возможный кислый ее состав, по крайней мере в некоторых подкоровых областях, займет, вероятно, не последнее место в общей системе концепций, прилагаемых к объяснению проблемы кислых пород в океанах, тем более, что оно подкрепляется экспериментальными исследованиями, направленными на изучение плотных модификаций кремнезема.

Суммируя все изложенное в настоящей статье, следует подчеркнуть, что имеющиеся в настоящее время данные не позволяют ответить на вопрос о причинах появления кислых пород в океанах. В краевых зонах океанов вполне вероятно существование отдельных континентальных блоков, опущенных на океанское дно, на что указывал Д. Гиллули, но такие блоки могут располагаться и в центральных частях океанов, где области распространения кислых пород в таком случае, возможно, отвечают древним платформам. Совершенно не исключено и предполагаемое многими исследователями образование более или менее значительных количеств кислых магматических отщеплений вследствие дифференциации мантийного вещества. Наконец, не менее реальные предположения о происхождении кислых пород в океанах, обусловленном латеральной изменчивостью состава верхней мантии Земли, наблюдаемой, таким образом, не только под континентами, но и под океанами.

Литература

- Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
Барт Т. Состав и эволюция магмы южной части Среднего Атлантического хребта.— В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. т. I, Изд-во АН СССР, 1963.
Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии.— Геотектоника, 1972, № 2.
Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В сб.: Земная кора. Изд-во иностр. лит., 1957.
Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, изд. 2, 1950.

- Молчанова Т. В. Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан).— *Геотектоника*, 1972, № 2.
- Bandy M. C. *Geology and Petrology of Eastern Island.*— *Bull. Geol. Soc. America*, 1937, v. 48, No. 11.
- Barth T. F. *Mineralogical petrography of Pacific lavas, Part 2: Rocks.*— *Amer. J. Sci.*, 1931, v. 221, p. 491—530.
- Bonatti E. *Fissure basalts and ocean floor spreading in the East Pacific Rise.*— *Science*, 1969, v. 166, p. 1181—1183.
- Bonatti E., Arrhenius G. *Acidic Rocks on the Pacific ocean floor.*— In: *The Sea*. pt. 1. Wiley—Interscience, 1970.
- Bryan W. B. *Geology, Petrography and geochemistry of the Volcanic Islands of Tonga.*— *J. Geophys. Res.*, 1972, v. 77, No. 8.
- Bunders R. *Über die Prozesse des vulkanischen Gesteinbildungen Islands.*— *Poggenдорfs Annalen*, V. 83, S. 197—272.
- Chubb L. I. *Geology of Galapagos, Cocos and Easter Islands.*— *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, 1933, No. 110, p. 31—44.
- Connally I. R., Ewing M. *Ice-raffed detritus as a climatic indicator in Antarctic deep-sea cores.*— *Science*, 1965, v. 150.
- Daly R. A. *Igneous Rocks and their Origin.* McGraw-Hill, New York, 1914.
- Daly R. A. *The geology of Ascension Island.*— *Proc. Amer. Acad. Arts and Sci.*, 1925, v. 60, No. 1.
- Eckermann H. *The alkaline and carbonatic dikes of the Alno formation on the mainland north-west of Alno Island.*— *Kungl. Svenska Vetenskapsakad*, 1958, *Handl.* 7. No. 2.
- Elsasser W. M. *Thermal structure of the upper mantle and convection.*— In: *Advances in Earth Science*. Ed. Press. Cambridge, 1966.
- Engel A. E. I., Engel C. G. *Composition of basalts from Mid-Atlantic Ridge.*— *Science*, 1964, v. 144, No. 3624, p. 1330—33.
- Engel A. E. I., Engel C. G. *Igneous Rocks of the East Pacific Rise.*— *Science*, 1964, v. 146, No. 3643, p. 9—17.
- Engel C. G., Engel A. E. I. *Basalt dredged from the Northeastern Pacific Ocean.*— *Science*, 1963, v. 140, No. 3753.
- Forbs R. V., Kuno H. *The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks. The Upper Mantle Symposium, New Delhi, Det Berlingske Bogtrykkeri, Copenhagen, 1965.*
- Fox P., Heezen B. C. *Sands of the Mid-Atlantic Ridge.*— *Science*, 1965, v. 149, No. 3690, p. 1367—1370, 1965.
- Gilluly I. *Geologic contrasts between continents and ocean basins.*— *Geol. Soc. Amer. spec. Paper*, 1955, No. 62, p. 7—18.
- Heezen B. C., Glass Wm. Menard H. *The Manihiki Plateau.*— *Deep-Sea Res.*, 1966, 13(3), p. 445—458.
- International Geological map of Europe and the Mediterranean Region 1:5 000 000.* Intern. Geol. Congress. Commission for the geological Map of the World. Publ. by Bundesanstalt für Bodenforschung and UNESCO. Hannover, 1971.
- Judd I. W. *On the petrology of Rockall.*— *Roy. Irish. Acad. Trans.*, 1897, v. 31, pt. 2, p. 48.
- Lacroix A. *Compt. rend.*, 179, 1924, p. 113.
- Lacroix A. *La constitution lithologique des les volcaniques de la Polynesie Australe.*— *Acad. Sci. Paris, Mem.*, 1928, 59, p. 1—82.
- Lisitzin A. P. *Bottom sediments of the Eastern Antarctic and the Southern Indian ocean.*— *Deep-Sea Res.*, 1960, 7, p. 89—99.
- Marshall. *Oceania.*— *Handbuch der Reg. Geol.*, 1911, 7, sect. 2.
- Miashiro A., Shido F., Ewing M. *Cristallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from Mid-oceanic ridges.*— *Earth and planet. sci. letters*, 1970, v. 7, No. 4.
- Murray I., Renard A. F. *Deep-Sea Deposits Report Challenger Exp.* London, 1891.
- Niemann H. *Das Vorkommen von vulkanischen Glas in den Tiefsee—Sedimenten des ostlichen Sudpacific.*— *Der Anfschluss*, 1963, No. 14, S. 327—329.
- Nougier I. *Les phases volcaniques successives dans la penisule Rallier-du-Baty (archipel de Kerguelen).*— *Comp. rend. Acad. sci.*, 1963, t. 256, p. 4054—4056.
- Nougier I. *Etat de recherches geologiques en cours dans l'archipel de Kerguelen.* Lab. Geol. SPCN et Lab. Scient. T. A. A. F. Paris, November, 1965.
- Nougier I. *Etude des formations de Port Jeanne d'Arc (archipel de Kerguelen).*— *CNFRA*, 1965₂, No. 11, avril.
- Nougier I. *Contributions a l'etude geologique et geomorphologique des iles Kerguelen.*— *Com. nat. franc. rech. antract.*, 1970, 2712.
- Ober de La Rue E. *Etude geologique et geographique de l'Archipel de Kerguelen.* *Revue Geogr. Phys. et geol. Dyn.* Paris, 1932.
- Peterson M. N. A., Goldberg E. D. *Feldspar distributions in South Pacific pelagic sediments.*— *J. Geophys. Res.*, 1962, v. 67, p. 3477—3492.
- Reed F. R. C. *The geology of the British Empire.* 2 ed. London, 1949.

- Revelle R. R. Marine bottom sample, collected in the Pacific Ocean by the Carnegie Inst. Wash. Publ. No. 556, 1944.
- Rosenbusch H. Elemente der Gesteinlehre. Stuttgart, 1898.
- Ruegg W. Rasgos morfologicos-geologicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental Peruano.— Bol. Soc. Geologica Peru, 1962, No. 38, p. 97—142.
- Shand S. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge.— J. Geol., 1949, v. 57, p. 89—92.
- Thoroddsen Th. Islands Grundriss der Geographie und Geologie. Bd 1, 1905.
- Tilley C. E. Density, refractivity and composition relations of some naturale' glasses.— Mineral. Mag., 1922, v. 19, p. 276—294.
- Turner F. I., Verhoogen I. Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill Co., 2 ed. 1960.
- Tyrrell G. W. The geology and petrographie of Rockall.— Geol. Mag., 1924, v. 61, p. 19—25.
- Udintsev G. B., Dmitriev L. V. Ultrabasic rocks.— In: The Sea. Willey—Interscience, 1970, v. 4, p. 1.
- Walker G. P. L. Geological investigations in eastern Iceland. Bull. volcanol., 1964, t. 30.
- Walker G. P. L. Some aspects of Quarternary volcanism in Iceland.— Trans. Leicester Liter. and Philos. Soc., 1965, t. LIX.
- Washington H. S. The Petrology of St. Paul's Rock (Atlantik). Brit. Museum (Nat. Hist.), Report of the «Quest» Expediton Papers from the geophys. Labor. Carnegie Inst. Washington, No. 702, 1930.
- Watkins N. D., Self R., Mark N., Goodell H. G. A description of the Eltanind-redged submarine rocks from the South Pacific and Scotia Seas (abstr.).— Trans. Amer. Geophys. Union, 1968, v. 49, p. 214.
- Wolff F. Der Vulkanismus. Stuttgart. Bd. 2, t. 1, 1929, t. 2, 1931.

Институт геологии и
геофизики СО АН СССР

Статья поступила
10 ноября 1972 г.

УДК 552.16+551.24.035

С. А. ЗАХАРОВ

МЕТАМОРФИЗМ КАК ВЕРОЯТНЫЙ ФАКТОР
СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Рассматриваются некоторые понятия и термины, относящиеся к складчатости, и вопросы генезиса структурных форм, составляющих складчатые системы. Делается вывод, что единственным процессом, который может быть привлечен для объяснения происхождения таких складок, является метаморфизм.

В складчатых сооружениях, сложенных осадочными толщами, содержатся многие важнейшие полезные ископаемые. Прогнозы глубинных структур и правильное направление поисково-разведочных работ в таких образованиях невозможны без знания причин и механизма складкообразования.

Четверть века назад на I Всесоюзном тектоническом совещании М. М. Тетяев (1948) сетовал, что «бедную складчатую структуру выгнали за двери тектоники». На первый взгляд положение изменилось к лучшему: трудно найти публикацию по тектонике, в которой бы не упоминались складки, складчатость, складчатые области и т. д. Однако речь обычно идет не о складчатости, а о чем-то неопределенном. Например, М. В. Муратов (1965) в работе, посвященной эпохам складчатости, вынужден был специально оговориться: «название «эпоха складчатости» является в значительной мере условным, включая понятие о гораздо более широком комплексе явлений, чем собственно складкообразование». Эта неопределенность вынуждает прежде всего условиться о терминологии.

Складки и складкообразование. В тектонических работах термин «складка» понимается как синоним слова «изгиб», чаще всего изгиб поверхностей напластования. Нужно согласиться с М. М. Тетяевым (1948), что не всякий изгиб является складкой. Складка, на что указывает сама этимология слова, должна быть результатом сложения или сближения. Поэтому изгибы слоистых толщ, которые называют «складками поперечного изгиба»¹, в действительности складками не являются. Их именуют также «складками облекания» (Херасков, 1932), «складками покрытия» (plis derevetement — Casteras, 1933), «глыбовыми складками» (Белоусов, 1962), «отраженными складками» (Хаин, 1964), «штамповыми складками» (Бронгулеев, 1964) и т. п. Ни одно из этих названий предпочтительнее нельзя, поскольку такие дислокации вообще не складки. Иногда их называют «сводами», но это также нельзя признать удачным.

Для таких «поперечных» изгибов необходимо введение нового термина, например, *анакимы* (от греческих корней *ανα* — указание на направление снизу вверх, и *χημα* — волна). Пример такого изгиба показан на рис. 1, б.

¹ Отметим, что словосочетания «складка поперечного, или продольного, изгиба» совершенно нелепы. Если выражение «изгиб складки» еще имеет смысл, то «складка изгиба» — полнейший нонсенс. Мы будем пользоваться этими терминами, заключая их в кавычки.

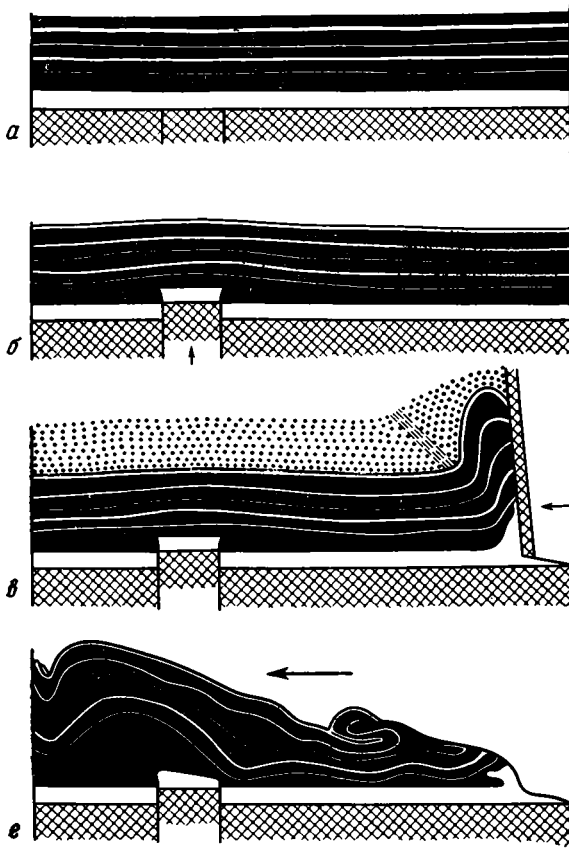


Рис. 1. Модели основных типов изгибов слоистой толщи, деформируемой внешними силами. *а* — первоначальный вид пакета (слон битума и парафина); *б* — «поперечный изгиб», образующийся при выдвигении снизу штампа; *в* — «продольный изгиб», имитирующий привзбросовую складку смятия; *г* — гравитационные складки с лежащей антиклиналью, образовавшейся в результате опрокидывания складки, изображенной на рис. 1, *в*

«Складки продольного изгиба» заслуживают названия настоящих складок. На механизме образования и генезисе их мы остановимся ниже. Предварительно отметим, что складки могут быть сформированы механическими силами, прилагаемыми извне, и усилиями, возникающими в самих слоистых толщах. Складки первого типа можно называть *складками смятия*. Изгибы второго типа целесообразно именовать *автоскладками*.

Складкообразующие тангенциальные усилия неравномерно распределены по вертикали. Таким образом, можно говорить о *глубине заложения складкообразующих усилий*. Выше зоны заложения усилий находится зона, в которой преобладают «пассивные» деформации слоев по типу анакима.

Следует подчеркнуть, что разделение деформаций (или «типов движений» — Белоусов, 1962) на складчатые (связные) и разрывные целесообразно лишь при очевидной самостоятельности разрывов. В складчатых же структурах разрывы, как правило, подчинены складкам. В дальнейшем, в полном согласии с В. Е. Хайным (1964) по этому вопросу, говоря о складчатости, мы будем иметь в виду и генерацию таких разрывов — взбросов, надвигов, сдвигов и трещин.

Под *складкообразованием* в соответствии с прямым смыслом слова мы будем понимать процесс образования складок смятия и автоскладок.

Складчатость — термин, употребляемый в двояком смысле: а) процесс (и результат) складкообразования; б) комплекс процессов (и их суммарный результат), свойственных завершающему этапу развития геосинклинали. Обычно сюда относят собственно складкообразование, формирование гранитоидных интрузий, региональный метаморфизм и сопутствующие им процессы минерало- и рудообразования. Часто сюда

же включают эпигеосинклинальный орогенез и субсеквентный вулканизм.

Употребление термина в первом значении вполне целесообразно. Именно так трактует его, например, П. Н. Кропоткин (1961). Второе понятие нелогично и подчас ведет к серьезной путанице. Само определение геосинклинали далеко не однозначно. Так, Г. Штилле (Stille, 1924), считая «эпикратонные» прогибы геосинклиналями, отмечал отсутствие отчетливого складкообразования в них. М. Кэй (Kay, 1967) и до сих пор называет геосинклиналями, правда, с соответствующими приставками, прогибы, не затронутые складкообразованием. М. К. Коровин (1954) приводит примеры «геосинклиналей» без «автономной складчатости».

Если отнесение прогибов, не затронутых складчатостью, к геосинклиналям может и должно подвергаться сомнению, развитие складок на «платформенном», а не геосинклинальном основании сейчас уже никем не оспаривается. Стало анахронизмом утверждение М. М. Тетяева (1948), что «нет складчатой структуры без предварительного геосинклинального развития», опровергнутое многочисленными примерами складчатых структур в Северной Америке, Северной Африке, Юго-Западной, Центральной и Восточной Азии и др. Эти складчатые сооружения формировались после длительного господства режима, который с известной натяжкой можно назвать платформенным, но никак не геосинклинальным.

Двойственное значение термина «складчатость» нередко ведет к беспредметным спорам, например, по поводу отнесения Северного Памира к герцинидам или альпидам.

Таким образом, под *складчатостью* следует понимать только процесс и результат складкообразования, а для обозначения комплекса тектоно-магматических процессов, завершающих развитие геосинклинали, выбрать другой термин. Вероятно, целесообразно вернуться к названию «*диастрофизм*», введенному Джилбертом еще в прошлом веке.

Соответственно следует отказаться от употребления терминов «складчатая зона», «складчатый пояс», «область завершенной складчатости» и т. п. в том смысле, который в эти термины вкладывается в настоящее время. В современном их понимании кроется и еще одно существенное неудобство. После образования платформы складчатая структура фундамента отнюдь не исчезает и регион будет одновременно и платформой и областью завершенной складчатости. С другой стороны, как уже упоминалось, складчатые сооружения нередко формируются на «платформенном» основании и, таким образом, не были «областями завершенной складчатости» после эпигеосинклинальной консолидации фундамента. Эта инверсия понятий вносит дополнительную путаницу.

Особо рассмотрим понятие о складчатой системе. Под «складчатой системой» обычно понимают часть «складчатого пояса», регион, в котором ранее закончилось геосинклинальное развитие. По указанным выше соображениям, от этого понятия следует отказаться. Мы будем называть *складчатой системой* именно *систему* автоскладок — крупный комплекс складчатых форм, объединенных общностью генезиса и ведущего механизма формирования, закономерными изменениями общих (субпараллельных) простираний складок, их морфологии, вергентности, степени участия фундамента в строении складок, глубины заложения складкообразующих усилий. Складчатые системы образуются в осадочных толщах геосинклиналей и в чехлах депрессий в пределах *тергалей* — подвижных поясов, испытывающих постгеосинклинальное развитие.

В отличие от складчатых систем серии складок смятия, как правило, не обладают всей суммой признаков, свойственных системам. Кроме того, складки, составляющие серии, обычно невелики и немногочисленны. Мы условимся называть такие серии *группами складок смятия*.

Для правильного суждения о происхождении складчатости необходи-

мо выбрать эталон складчатой системы, который мог бы служить и полигоном для испытания различных концепций. Такой тектонотип должен удовлетворять ряду требований. Это должна быть складчатая система, в которой складчатые структуры достаточно хорошо обнажены и сложены единой по возрасту толщей. Складчатость не должна быть искажена или затусована позднейшими процессами, поэтому предпочтительнее следует отдать складчатой системе, образованной молодыми отложениями чехла тергалльной депрессии. Такая система должна быть достаточно обширна, чтобы в ее пределах могли проявиться отмеченные выше закономерности изменения морфологии и других особенностей складчатых структур. В наибольшей мере этим условиям отвечает Таджикская депрессия, поэтому в дальнейшем мы будем при необходимости ссылаться на фактические данные, полученные при изучении этой области. Характерные черты складчатой системы Таджикской депрессии были освещены раньше (Захаров, 1962, и др.), и здесь описание этой системы не приводится.

Наконец, следует сделать еще одно предварительное замечание. Часто та или иная гипотеза аргументируется результатами экспериментов, воспроизводящих складки в моделях. Но при этом невозможно выдержать все критерии подобия. Поэтому опыты не прямо подтверждают гипотезу, а лишь удостоверяют ее право на существование. Например, было высказано предположение, что над краями поднятого блока фундамента в чехле должны образоваться антиклинальные складки. Поскольку такое предположение прямым экспериментом не подтвердилось при самых оптимальных условиях, оно должно быть отвергнуто. Но если бы такие складки и получились, предположение осталось бы не более, чем предположением.

После этого необходимого вступления перейдем к вопросу о генезисе складчатых структур. При этом совершенно излишне касаться вопроса о несостоятельности взглядов на складки складчатых систем как на анакимы, поскольку он обстоятельно рассмотрен ранее (Захаров, 1965, и др.).

Для объяснения складкообразования предложено много разных причин и механизмов. Большая часть их, вероятно, имеет место в природе. Частично это относится и к многочисленным вариантам трансформации вертикальных движений в горизонтальные, складкообразующие. Возможно, что отдельные мелкие складки смятия и даже группы их могли формироваться при участии какого-либо из механизмов, обусловленных такой трансформацией. Но образование складчатых систем, в частности системы Таджикской депрессии, таким путем объяснить невозможно. Этот вопрос также достаточно детально разобран ранее (Захаров, 1965, и др.) и на нем можно не останавливаться.

Некоторые из предложенных механизмов заключаются в непосредственном воздействии на пластичную слоистую толщу тангенциального давления со стороны жесткой рамы. К складкам, образующимся таким способом, относятся приразломные складки в основном двух категорий: привзбросовые и присдвиговые. Первые особых пояснений не требуют. Они легко воспроизводятся на моделях (рис. 1,а). К присдвиговым складкам относят кулисообразно расположенные складчатые формы, под острым углом примыкающие к линиям сдвигов. Примером могут служить складки у разлома Сан-Андреас, схематически изображенные Дж. Муди и М. Хиллом (1960). Изучение присдвиговых складок у Южно-Тянь-Шаньского — Ильякского разлома (Захаров, 1955) и Таласо-Ферганского разлома (Буртман, 1963) показало, что обычным является не столько новообразование, сколько дополнительное сжатие и отгибание концов ранее возникших структур. Присдвиговые складки могут быть ориентированы и вдоль сдвигов.

Приразломные складки не формируются на значительном расстоянии от породившего их разрыва, очевидно, вследствие реологических свойств

слоистых толщ. Мне не приходилось видеть складки, которые можно было бы бесспорно квалифицировать как приразломные и которые были бы удалены от линии сдвига или фронта взброса на расстояние, превышающее мощность смятой толщи. Это подтверждается и опытным путем (рис. 1, в). Поэтому таким механизмом нельзя объяснить происхождение складчатых систем. По способу образования к приразломным складкам относятся и складки «межразломные», наблюдаемые в рамповых грабенах.

В. Е. Хаиным (1964) «межразломные» складки объединены со складками «сдавливания», которые образуются при сокращении ширины складчатых зон вследствие приближения ранее выгнутого (соответственно выпуклой поверхности Земли) поперечника к хорде. Расчеты показывают, что такое сокращение для складчатых систем на 1—2 порядка меньше требуемого, и потому этот механизм, предложенный Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким (1948), также не приемлем для объяснения складчатых систем. По В. Е. Хаину, сокращение поперечника складчатой зоны может быть усилено одновременным опусканием зоны по наклонным краевым сбросам. Но такое опускание и образование грабенов рифтового типа происходит лишь в условиях растяжения земной коры и складок создать не может.

Существует еще ряд явлений, привлекаемых для объяснения складчатости: нагнетание (пластическое перераспределение) материала, вызываемое неравномерностью нагрузки или «инверсной плотностей»; волочение (одних пластов по другим, аллохтона по автохтону, ледникового покрова по ложу) и др. Все эти механизмы способны создать лишь мелкие складки смятия, местами орнаментирующие более крупные структурные формы.

Особняком стоят гравитационные складки, по характеру динамики образования более близкие к автоскладкам, чем остальные категории складок смятия. Если в предыдущих случаях требовалось допустить передачу напряжений через деформируемые слои, иногда на большие расстояния, что немисливо из-за неизбежной релаксации напряжений, сила тяжести действует на каждую элементарную частицу породы (так называемая объемная сила). Это снимает многие затруднения в толковании складчатости. В частности, привлечение гравитации удобно при моделировании, и в таких экспериментах можно добиться хорошего сходства с природными объектами (рис. 1, г). Кроме того, предположение о гравитационном оползании решает «проблему пространства», что особенно привлекательно для авторов фиксистских гипотез. Все это приводит к популярности гипотез «гравитационной складчатости».

Имеются попытки истолковать подобным образом складчатость геосинклинальных осадков (статьи в сборнике «Syntaphral tectonics...», 1963; Обуэн, 1967, и др.). Во всех этих работах авторы ограничиваются либо частными примерами, в которых характер складчатости не противоречит гипотезе, либо общими рассуждениями. Даже в приведенных примерах можно нередко видеть, что складчатость не ограничивается пределами «рвов», но распространяется и на присводовые части смежных поднятий, что «синтафральной тектоникой» не может быть объяснено.

Смятие достаточно пластичных горизонтов при подводном и даже субаэральном оползании во многих случаях не вызывает сомнений. Однако это смятие могло создать небольшие складки только у подошвы или в нижних частях склонов поднятий. Сохранение сминаемой толщи и природа интенсивной складчатости в приосевых зонах поднятий остаются необъясненными. Формирование широких складчатых систем, подобных Таджикской депрессии, оползанием чехла со склонов обрамляющих системы поднятий вообще истолковать нельзя, особенно учитывая наличие разновозрастных отложений иного литофациального состава на этих склонах.

Перечисленные механизмы складкообразования, как и некоторые их разновидности, обладают общими чертами: а) такими способами могут быть сформированы только складки смятия; б) образование складок смятия и их групп механически подчинено движениям более крупных структурных элементов низшего порядка; в) складкообразующие силы приложены к сминаемой слоистой толще извне и напряжения внутри пород возникают как следствие передачи усилий материалом этих пород; образование гравитационных складок не является исключением; г) складки смятия, как и их группы, имеют небольшую ширину; это объясняется невозможностью передачи на значительные расстояния усилий в породах вследствие реологических свойств последних; д) при всех указанных механизмах общая площадь каждого слоя остается почти неизменной; соответственно постоянной является и длина слоев вкрест простирания складок.

Длина слоев всегда больше ширины зоны смятия. При образовании складок смятия ширина зоны затронутой складчатостью толщи должна была сократиться в 1,1—2 раза (на 0,1—0,5 первоначальной) и более. Сокращению ширины складчатого чехла должно отвечать либо равновеликое сокращение ширины цоколя, либо разрывы чехла и обнажение значительной части цоколя (под цоколем здесь понимаются фундамент и нижние горизонты покрова, не участвующие в складчатости верхнего структурного этажа чехла).

Иногда недостаток данных позволяет предположить равновеликое, хотя и дисконформное, сокращение поперечников и чехла и фундамента не только в зонах смятия, но и в складчатых системах. Достаточно известен гипотетический разрез А. Буксторфа через юрскую систему складок. Аналогичные соображения были высказаны Г. П. Горшковым (1935) и Ю. М. Шейнманом (1935) в отношении Таджикской депрессии, И. Е. Губиным (1960) — Заалайского хребта и т. д. Детальные исследования и бурение показывают, что такого равновеликого уменьшения нет. Верхние части чехла нередко дислоцированы гораздо интенсивнее, чем цоколь. Сошлемся на хорошо известные примеры структур дива в Китае, изученных бурением структур Ирана, Ирака, Прикарпатья, Альп и др. Такие же соотношения длин слоев верхней и нижней частей покрова в Аппалачах обрисованы в статье Дж. Роджерса (1968). Глубокое бурение, проведенное на юге Кафирниганского антиклинория, позволило с достаточной уверенностью наметить стиль структуры чехла Таджикской депрессии (рис. 2).

Во всех этих примерах, число которых можно было бы умножить, отчетливо видно, что длина слоев верхней части покрова складчатых систем значительно больше, чем нижней части и поверхности фундамента.

Исходя из предположений, что складчатость этих областей подчинена какому-либо из перечисленных выше механизмов, мы должны допустить растяжение верхних слоев, что представляется совершенно неправдоподобным. Иногда для объяснения такого несоответствия теоретических представлений фактическим данным ссылаются на «соляную тектонику». При этом как-то забывается, что «соляная тектоника» не *deus ex machina* и возможности ее крайне ограничены. В приложении к складкам Таджикской депрессии эта гипотеза совершенно неудовлетворительна (Захаров, 1965). «Соляная тектоника» может создать новые структурные формы, но не в состоянии увеличить длину (площадь) надсолевых горизонтов.

Таким образом, в складчатых системах длина слоев чехла больше, чем длина поверхности цоколя. Это возможно лишь при увеличении площади слоев чехла. Необходимость признать увеличение длины (площади) слоев при формировании складчатых систем становится все более настоятельной для тектонистов. При этом безразлично, на фиксистой или мобилистской платформе они находятся.

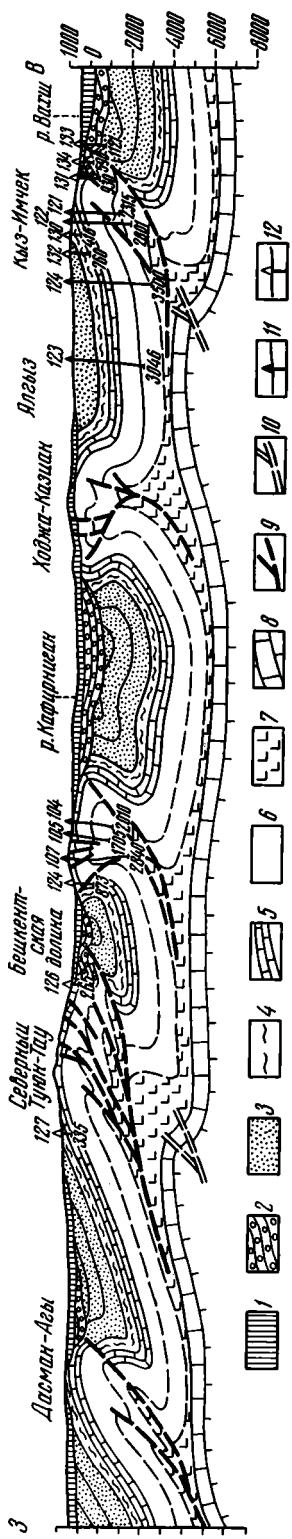


Рис. 2. Широкий профиль через южную часть Кафирганского антиклинария, Таджикская депрессия (составлен С. А. Захаровым и А. П. Молчановым). 1 — четвертичные отложения; 2 — кулябская свита (Q₁); 3 — неоген; 4 — эоцен — олигоцен; 5 — маастрихт — палеоцен; 6 — мел (кроме верхней толща верхней юры; 7 — соляно-глинистая толща верхней юры; 8 — нальги и взбросы в верхнем структурном этаже чехла; 9 — глубокие поисковые и параметрические скважины; 10 — предполагаемые разрывы в подсолевых образованиях; 11 — структурные складки; 12 — структурные скважины

Можно допустить только две возможности удлинения слоев: с сохранением и с увеличением их объема. В первом случае должна уменьшиться мощность слоев. Для этого должен существовать механизм общего растяжения слоев. М. М. Тетяев (1948) выдвинул предположение о вертикальном раздавливании сминаемых толщ. Это не было принято, если не ошибаюсь, никем (кроме В. В. Белоусова и В. В. Бронгулеева в ранних работах). В-первых, складки таким путем оказалось невозможным даже воспроизвести экспериментально, т. е. при самых благоприятных условиях. Во-вторых, гипотезой не предусмотрена верхняя часть «пресса», раздавливающего слоистую толщу. Предположение М. М. Тетяева, что эту роль играло «временное сопротивление земной коры», не может быть принято, поскольку в складчатости участвуют нередко и самые верхние горизонты. Других гипотез предложено не было, и вряд ли они могут быть выдвинуты с достаточным обоснованием.

Остается альтернатива: складки складчатых систем образуются при увеличении объема пород. К этому выводу все ближе подходят тектонисты, изучающие складчатость. Однако вопрос о причинах увеличения объема пород остается неясным.

Известно, что объем пород увеличивается при нагревании. Поэтому соблазнительной представляется мысль связать складчатость с опусканием слоистых толщ на глубину. Подобные соображения высказывались еще М. Ридом (Read, 1886) и В. Боуи (Bowie, 1917). Однако эта гипотеза не может нас удовлетворить в основном по двум причинам. В-первых, коэффициенты расширения пород при нагревании недостаточны для требуемого увеличения объема. Коэффициенты эти варьируют в пределах $4 \cdot 10^{-6}$ — $12 \cdot 10^{-9}$, следовательно, даже при погружении слоистой толщи на 10—15 км и достижении ими температуры 500°С увеличение объема не будет превышать 1/200 первоначального. Такого увеличения явно недостаточно для складкообразования. Во-вторых, складчатости подвержены и верхние горизонты осадочных толщ и, как мы видели, нередко эти горизонты деформированы даже сильнее, чем нижние.



Рис. 3. Небольшая складочка, образованная отслоившейся поверхностью ангидрита, превращающегося в гипс. Карьер в долине р. Харангон

В качестве причины увеличения объема пород предполагается также насыщение водой ангидритов и набухающих глин. Гидратацией майкопских глин, например, объясняют не только складчатость, но также глиняные диапиры и грязевой вулканизм. Действие разбухания пород и образование при этом подобия складок можно иногда наблюдать воочию. На рис. 3 приведена фотография миниатюрной «складочки», образовавшейся вследствие смачивания атмосферными осадками свежей поверхности ангидритовой породы в карьере.

Но и гидратация не может быть нами принята как основная причина складкообразования. В основном это не позволяет сделать то обстоятельство, что автоскладчатости в не меньшей мере, чем «свежие» слоистые толщи, подвержены формации, в которых отсутствуют ангидриты, а глины превращены в неразбухающие породы — аргиллиты, сланцы. Кроме того, гидратация имеет случайный характер и образование таким способом складчатых систем необъяснимо.

Есть более универсальный фактор, вызывающий увеличение объема пород. Им является региональный метаморфизм. Но чтобы объяснить автоскладчатость метаморфизмом, необходимо признать: а) пространственную связь метаморфизма и складчатости; б) увеличение объема слоистых пород вследствие регионального метаморфизма (причем не только высоких его степеней); в) возможность складкообразования в результате увеличения объема слоистых пород. Эти три вопроса сейчас почти не изучены и носят пока скорее характер постулатов.

Постоянная пространственная связь складчатости и метаморфизма и даже прямая зависимость между степенью метаморфизма и интенсивностью складчатости были подмечены давно. Для примера можно сослаться на труды С. Бубнова (1934). Однако большинством исследователей эта зависимость принимается обратной — метаморфизм рассматривается как динамический, т. е. производный от стресса. Такого мнения придерживаются, например, Н. П. Семененко (1963), Н. Г. Судовиков (1964) и многие другие. Обычно в подтверждение этого взгляда ссылаются на текстуры пород, кливаж, деформации кристаллических решеток в зернах минералов и т. п. Но не следует забывать, что увеличение объема не может не сопровождаться и повышением давления каждого участка пород на окружающие участки и обратно. Если это давление не-

равномерно, не носит строго геостатического характера, в породе обязательно должны появиться признаки динамического метаморфизма.

Увеличение объема пород при метаморфизме многократно подтверждено геологическими наблюдениями и экспериментально. На этом основаны и некоторые тектонические гипотезы. Наиболее полно они развиваются Р. В. ван Беммеленом (1957) и В. В. Белоусовым (1962). Складкообразование в этих построениях связывается с гравитационным оползанием со склонов поднятий, чем, как уже говорилось, формирование складчатых систем объяснить нельзя. А. А. Сорский (1962) несколько иначе трактовал эту связь. Поднимающимся в ядре антиклинория (Большого Кавказа) диапиром метаморфических пород раздвигаются, оттесняются и сминаются вмещающие слоистые толщи. Объяснение таким путем автоскладчатости также не может быть принято — так могли бы образоваться лишь небольшие складки смятия в непосредственной близости к диапиру.

Иногда утверждается, что «увеличение объема начинается лишь с довольно высоких ступеней метаморфизма (по новейшим данным Э. Бедерке, начиная со ставролит-гранатовых сланцев), а породы типа глинистых сланцев обладают, наоборот, повышенной плотностью ($2,7 \text{ г/см}^3$) по отношению к исходным осадкам» (Хаин, 1964). Отсюда делается вывод, что метаморфизмом можно объяснить лишь «складки течения» в массивах глубоко метаморфизованных пород. Но увеличение объема пород при метаморфизации вызывается не уменьшением плотности, а привнесом вещества из глубин Земли. Поэтому увеличение объема и плотности может идти параллельно. Так, гнейсы, нередко возникающие из глинистых сланцев и образующие гнейсовыя купола, обладают большим удельным весом, чем сланцы.

Из осадочных пород наибольший интерес представляют глины. По-видимому, именно глинистые породы подвержены наибольшему изменению объема. Уплотнение, сопровождающееся уменьшением объема, несомненно лишь для стадии диагенеза. Глины становятся слабо размокающими в воде, но еще не лишенными способности при смачивании превращаться в пластичную массу. Основным в этой стадии является удаление абсорбированной воды и старение коллоидов. Дальнейшие превращения породы сопровождаются изменением ее состава и увеличением объема. Привносятся кварц, щелочи, алюминий, кислород, и другие литофильные вещества. Вытесняются кальций, магний и сидерофильные элементы. Происходит образование новых минералов. По элементарному и минералогическому составу порода, проходя стадии: уплотненные глины — аргиллиты — глинистые сланцы — филлиты — кристаллические сланцы — гнейсы, приближается к мигматитам и гранитам.

Геохимический аспект проблемы несколько более детально рассмотрен в другой работе (Захаров, 1972). Из данных, приведенных в ней, следует, что метаморфизм глинистых пород, начиная со стадии, соответствующей аргиллитовой фации, нарастает последовательно, и нет оснований сомневаться, что увеличение объема свойственно не только конечным стадиям, но и всему процессу в целом. При этом породы остаются в какой-то мере квазипластичными.

Важно, что другие широко распространенные породы, проходя ряд изменений, также увеличиваются в объеме, но в меньшей степени, чем породы глинистые. По-видимому, это объясняется тем, что алевролиты, песчаники, кислые эффузивы и туфы при всем их разнообразии по своему составу ближе к конечной, гранитной стадии метаморфизма. С другой стороны, карбонатные породы служат ловушками для элементов с меньшими, чем у литофильных, ионными радиусами. Однако и эти породы, не являющиеся производными из глин, испытывают дифференцированное увеличение объема при метаморфизме, как это показал, например, И. С. Делицын (1960) на примере некоторых пород Западного Прибай-

калья. Для объяснения складчатости и в этом случае пришлось предположить, что породы, испытавшие большее увеличение объема, при деформации были более способными к пластическому течению.

Обратимся теперь к третьей стороне проблемы — может ли увеличение объема пород слоистой толщи создать упорядоченную складчатость складчатых систем? Априори решение этого вопроса представляется в следующем виде. При одновременном увеличении объема пород всей толщи и на всей площади такой складчатости образоваться не может. Увеличение объема должно быть дифференцированным и распространяться последовательно как в вертикальном, так, главное, в латеральном направлениях.

Эксперимент А. В. Вихерта и Н. С. Курбатовой (1968), в котором все слои разбухающих глин были смочены практически мгновенно, как будто подтверждает принципиальную возможность образования складок вследствие увеличения объема вещества, но опровергает высказанное положение. Следует однако учесть, что, во-первых, испытание производилось на пакете слоев, ограниченном стенками ящика; во-вторых, на опубликованной фотографии изображен не «чистый» результат эксперимента: на деформацию наложились искажения, вызванные новым уменьшением объема слоев глин при высушивании. Кроме того, фотография изображает разрез полученных складок, но ничего не говорится о форме их в плане. С большой долей уверенности можно предположить, что при такой постановке опыта, как и в соответствующих природных условиях (см. рис. 3), могут получиться лишь «своды» более или менее изометричных очертаний.

Автором был поставлен эксперимент по образованию складок при постепенном и последовательном смачивании слоев разбухающих глин (рис. 4). Длина застекленного окошка ящика (полный кадр на фотографиях 4, а—4, и) равна 11 см. Для опыта были взяты порошки белой бентонитовой глины из Аскангеля и красной слабобушающей глины из Ленинабадского района. Два верхних слоя состояли из сильнее набухающего материала. Сверху располагалась нагрузка из слоя песка толщиной 1 см. Слои глины переслаивались фильтровальной бумагой. Справа слои ограничены вертикальной пачкой такой же бумаги. Смачивалась нижняя часть этой пачки, и влага постепенно проникала вдоль слоев (на последних стадиях вода каплями подбавлялась также сверху справа). Распространение процесса видно на фотографиях (темное поле). После начала смачивания прошло соответственно (рис. 4, б—4, и) 5, 20, 35, 65, 95, 140, 440 и 710 мин. На рис. 4, к изображен блок после высушивания в меньшем масштабе. Видно дополнительное сморщивание слоев глин и выступивших краев бумаги.

В эксперименте пачка фильтровальной бумаги справа имитировала зону проницаемости земной коры (глубинный разлом), смачивание — проникновение флюидов при метаморфизации пород. Складки, образовавшиеся в пачке набухшей глины, достаточно отчетливо протягивались поперек ящика (параллельно «зоне разлома»).

В опытах Вихерта — Курбатовой и автора имеются два существенных отличия от природных условий. Одно из них состоит в относительно большой толщине слоев, что позволяет рассматривать оба эксперимента как моделирование не слоистой толщи, а только небольшой ее части. Это не дало возможности уловить важные детали формирования структуры складчатой системы. Второе отличие заключается в том, что глинистые породы, очевидно являющиеся основным «движителем», при метаморфизме становятся более крепкими и устойчивыми породами, тогда как в экспериментах связи между частицами размокающих глин, наоборот, ослабляются.

Для частичного восполнения первого недостатка был поставлен другой опыт, с более тонкими слоями. Естественно, пришлось воспользовать-

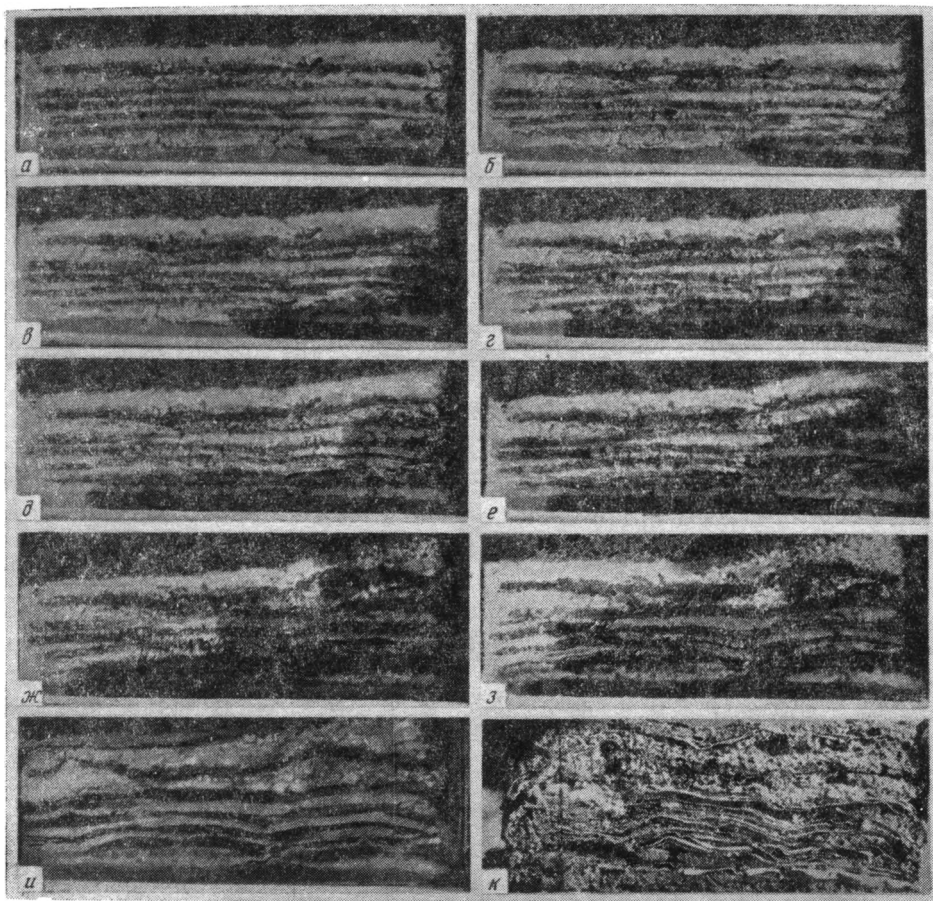


Рис. 4. Образование складок при последовательном смачивании пакета из слоев различно разбухающих глин. Постепенное увлажнение заметно на фотографиях 4, а—4, и по распространению темного поля. 4, к — высушенный после эксперимента пакет

ся и другим материалом. 25 двойных слоев восковки были переслоены таким же количеством полос фильтровальной бумаги. Эта пачка перекрывалась двумя тонкими слоями алебаstra и слоем песка. Ход опыта был таким же, как и в предыдущем случае, и длился 525 мин. Отдельные стадии эксперимента изображены на рис. 5, б — 5, д. Роль разбухающего материала играла восковка. Образовавшиеся складочки протягивались параллельно «линии разлома». Существенно, что каждый изгиб слоя, сформировавшийся раньше, как бы индуцирует изгибы вышележащих слоев. Интересны также внутренняя дисгармония и два изгиба типа анаким, образованные верхними алебастровыми слоями.

Второй из упомянутых дефектов наших опытов устранить пока не удалось.

Таким образом, приведенные результаты экспериментов, полевые наблюдения и литературные данные позволяют предположить дифференцированное последовательное увеличение объема слоистых пород при метаморфизме и подтверждают принципиальную возможность образования при этом процессе автоскладок и слагаемых последними складчатых систем.

Мысль о возможности образования складок вследствие метаморфизма содержалась еще в высказывании В. Боуи (Bowie, 1917), который предположил, что слоистые породы при погружении на глубину увели-

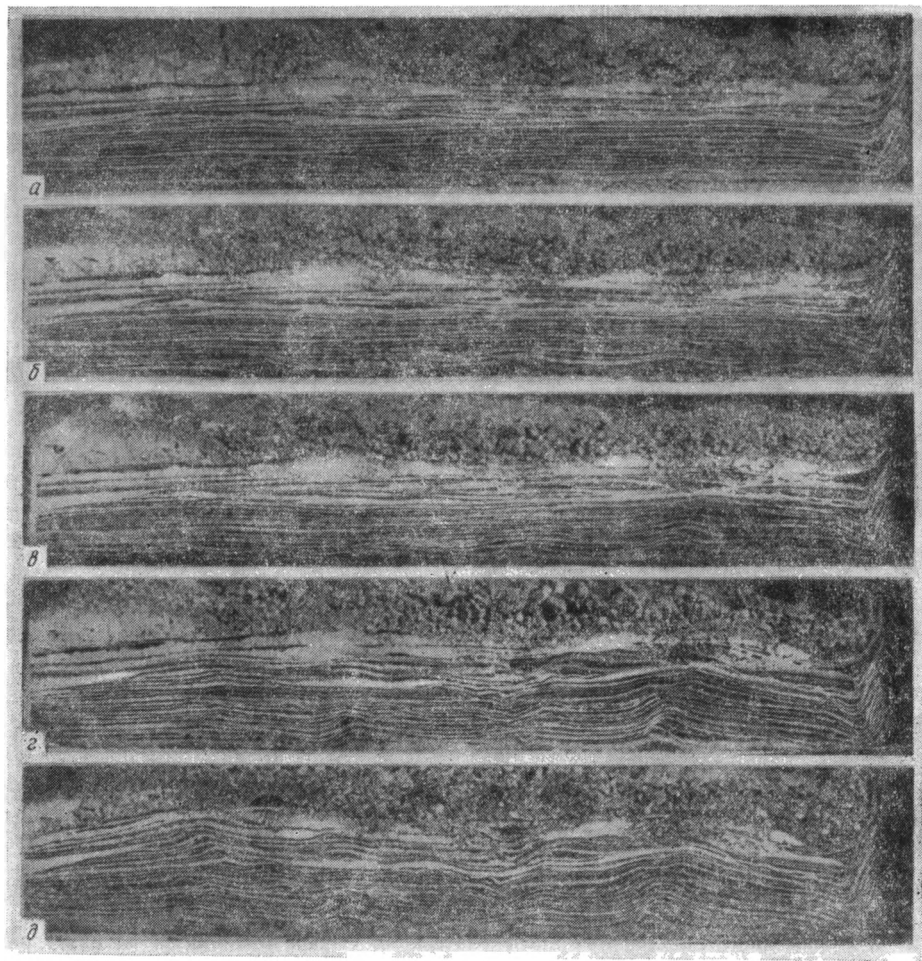


Рис. 5. Воспроизведение формирования складок в постепенно и последовательно (снизу — вверх и справа — налево) смачиваемом пакете из переслаивающихся полосок восковки и фильтровальной бумаги

чиваются в объеме не только вследствие простого нагрева. Более определенно соображения о роли метаморфизма в образовании складчатости были развиты Р. Перреном (Peggin, 1934) и поддержаны Н. Арабу (1939). Но в то время, да и позднее, различия между складками смятия и автоскладками, между группами и системами складок еще не были осознаны. Не было также достаточных данных для суждения об изменениях слоистых пород при метаморфизме. Все это привело к тому, что идея Р. Перрена была забыта, либо лишь отмечалась в наиболее полных обзорах. Но и в этих сводках о метаморфогенных складках говорится только как о «складках течения» (которые, также как «складки скальвания» и анакимы, строго говоря, складками не являются) внутри глубоко метаморфизованных пород «массивов», «глубинных диапиров». Складчатость трактуется только как образование «складок поперечного изгиба» и складок смятия.

Все сказанное ранее позволяет прийти к следующим выводам:

1. Среди изгибов, образуемых слоистыми толщами земной коры, необходимо различать три главных генетических типа: анакимы, складки смятия и автоскладки. Последний тип выделяется впервые.

Анакимы («складки поперечного изгиба») образуются дифференцированными движениями, направленными ортогонально или под большими углами к поверхностям напластования. Характерными для них являются локальные растяжения слоев в крыльях и замковых частях складок. В кинематическом отношении к ним должны быть также отнесены так называемые складки скальвания и складки течения. Все эти изгибы складками в буквальном понимании не являются. Они могут быть составной частью складок, образуя совместно с ними *гибридные* формы (термин, предложенный В. В. Бронгулевым). Генезис и механизм образования анаким разных классов в большинстве случаев разногласий не вызывает.

Складки смятия («складки продольного изгиба» и «складки сплющивания») формируются приложенными извне силами, ориентированными приблизительно вдоль плоскостей напластования. Образование складок смятия может быть вызвано разными причинами. Складки могут быть орнаментирующими элементами изгибов других типов (анаким, автоскладок) или возникать независимо от последних, но они всегда подчинены структурным формам низших порядков. Как правило, складки смятия невелики и чаще относятся к микро- и мезоструктурным формам. В складках этого типа слои могут испытывать небольшие локальные раздувы и утонения, но в целом характерно сохранение общей длины и массы каждого слоя.

Автоскладки образуются тангенциальными силами, возникающими внутри толщ слоистых пород, в которые энергия вместе с веществом, поступает извне (в виде флюидов) и преобразуется в механическую. Формирование автоскладок связано с неравномерным последовательным увеличением масс и объемов слоев и, как следствие, их площадей и длин. Автоскладки — это самостоятельный и важнейший тип складок. В генетическом отношении они не подчинены непосредственно более крупным структурным формам, хотя морфологически могут являться осложняющими складками высшего порядка в пределах больших анаким, антиклинорий, депрессий и т. п.

2. Тангенциальные усилия, формирующие автоскладки, обычно сосредоточены на определенной глубине. Это позволяет говорить о зоне и о глубине заложения складкообразующих усилий. В границах зоны усилий наблюдается нагнетание пластичных пород в замковые части складок (преимущественно антиклиналей). Горизонты, расположенные выше этой зоны, деформируются пассивно, образуя «поперечные изгибы», т. е. анакимы, со всем комплексом присущих последним мезо- и микроструктурных форм.

3. Для анаким характерны единичные структуры или серии изгибов, обычно не связанных общей ориентировкой и сходной морфологией. Складки смятия иногда объединяются в группы с общими простираем и наклоном структур. Ширина зон смятия обычно того же порядка, что и мощность дислоцированной слоистой толщи или меньше. Автоскладки как исключение могут быть единичными; как правило, они образуют системы, в которых складки объединены общими простираем и закономерными изменениями морфологии, вергентности, глубины заложения складкообразующих усилий и других особенностей складчатых структур. Эти изменения прослеживаются как вдоль, так и вкрест простираем складок и создают спектр структурных форм, характерный для каждой складчатой системы. Общность складок системы обусловлена единым генезисом и ведущим механизмом складкообразования. Как правило, очевидна самостоятельность складчатых систем, их независимость от структурных форм низших порядков.

4. Кинетика, динамика и механизм образования анаким и складок смятия могут быть весьма различными. Часто генезис изгибов затушеван, но при детальном анализе почти всегда может быть вскрыт. Иногда при образовании изгибов этих двух типов могут действовать одновремен-

но два или более механизмов (что служит причиной возникновения гибридных форм), но всегда один из них является ведущим. Генетическая классификация изгибов обоих типов должна строиться с учетом ведущего механизма.

5. Автоскладки по генезису можно условно разделить на два класса: образующиеся без существенного изменения химического и минерального состава пород слоистой толщи, и с изменением его. К первому классу относятся складки, возникающие при гидратации ангидритов и набухающих глин (возможны и другие причины образования складок этого класса). Такие складки, вероятно, редки и не образуют правильных систем. Формирование складок второго класса, судя по современным данным, может быть обусловлено только постепенной и последовательной метаморфизацией слоистых толщ. Такие структуры образуют складчатые системы.

6. Детали генезиса автоскладок второго класса во многом еще не ясны. Процесс, по-видимому, идет по следующей схеме. Горячие флюиды поднимаются по зонам проницаемости земной коры (глубинным разломам) и постепенно распространяются по пористым и трещиноватым породам слоистых толщ. К глинистым горизонтам флюиды поступают из слоев проницаемых пород. Постепенно проходя ряд изменений от уплотненных глин до гнейсов и мигматитов, глинистые породы, перманентно увеличиваясь в объеме, испытывают медленное пластическое течение в сторону менее метаморфизованных и потому менее устойчивых разностей. Это приводит к послойному течению глинистых пород, более пластичных и больше увеличивающихся в объеме, чем другие породы — песчаники, карбонаты, эффузивы. Трещиноватость последних при этом постепенно увеличивается. Ламинарное течение глинистых, а отчасти и других пород формирует автоскладки. Принципиальная возможность складкообразования таким путем доказана экспериментами. Ламинарное течение глинистых пород наряду с увеличением объема и течением, хотя и более медленным, устойчивых пород создают общее квазипластическое течение дислоцируемой слоистой толщи. Этим обусловлено сжатие в направлении, нормальном к простиранию складок. Следует особо подчеркнуть, что условия горизонтального сжатия отнюдь не свидетельствуют о механическом сжатии толщи между сближающимися жесткими сооружениями рамы, хотя и не исключают этого сближения. Высотой подъема флюидов по зоне проницаемости, литологическим составом дислоцируемой толщи, в некоторых случаях предысторией складчатости определяются глубина заложения складкообразующих усилий и морфологические особенности складок и их систем.

Генезис автоскладок требует дальнейшего изучения. В наибольшей степени это относится к механизму пластического течения, вызываемому низкими степенями метаморфизма. Это отчасти объясняется малым количеством исследований, ориентированных в указанном направлении. Следует приветствовать изучение связи метаморфизма со складчатостью. Примером таких работ могут служить исследования М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгинова (1965), Б. Я. Хоревой (1966) и немногие другие.

7. Рассмотренная *пликумфлюидная* концепция автоскладкообразования хорошо объясняет некоторые особенности складчатых систем, кроме перечисленных выше, непонятные, если предполагать образование систем лишь в результате приложения извне механических сил. К этим чертам складчатых систем относятся сильно сжатые складки в осевых зонах антиклинорий; заложение тангенциальных усилий на определенной, часто небольшой глубине; погружение верхней границы зоны заложения усилий в латеральном направлении (от зон проницаемости земной коры); внутрiformационная дисгармония; распределение в складчатой системе морфологических видов складок; возникновение будинажа в общих условиях тангенциального сжатия; образование глиняных диапиров и т. д.

- Арабу Н. О деформации Земли.— Тр. XVII сес. МГК, ГОНТИ, М., 1939.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. II изд. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белякина М. Н. и Долгинов Е. А. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского кряжа.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Беммелен Р. В. Горообразование. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Бронгулеев В. В. Типы и происхождение складок (на примере герцинских форм среднеазиатского Каратау).— В сб.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.
- Буртман В. С. Таласо-ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вихерт А. В. и Курбатова Н. С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Горшков Г. П. Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой.— Тр. Таджикской комплексной экспедиции, 1935, вып. 18.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд-во АН СССР, 1960.
- Делицын И. С. Причины возникновения метаморфической полосчатости кварцеводипсидовых пород западного Прибайкалья.— В сб.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Захаров С. А. О соотношении Таджикской депрессии и Гиссарского хребта.— Изв. АН ТаджССР. Отд. ест. н., 1955, № 9.
- Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, 1962, т. 5.
- Захаров С. А. Вопросы складкообразования и некоторые аспекты нефтегазоносности Таджикистана.— В сб.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1965, «Ирфон», вып. 1.
- Захаров С. А. О возможной связи геохимических процессов и складкообразования.— В сб.: Тектоника юго-востока Средней Азии. Душанбе, «Дониш», 1972.
- Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины.— В сб.: Вопросы геологии Азии. т. 1. Изд-во АН СССР, 1964.
- Косыгин Ю. А. и Магницкий В. А. О возможных формах геологической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1948, т. 23, № 3.
- Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В сб.: Методы изучения тектонических структур. Изд-во АН СССР, 1961, вып. 2.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В сб.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Семеновко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, 1963.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.
- Судовиков Н. Г. Тектонические движения и региональный метаморфизм.— В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, т. 2.
- Тетяев М. М. Генезис складчатой структуры и пути его изучения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника, М., «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых, примыкающих к нему, районов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1932, т. 10, № 3—4.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— Геотектоника, 1966, № 6.
- Шейнманн Ю. М. К характеристике Таджикской вирагции.— Пробл. сов. геологии, 1935, № 3.
- Bowie W. Investigations of gravity and isostasy. Washington, 1917.
- Castéras M. Recherches sur la structure de versant nord des Pyrénées centrales et orientales.— Bull. Serv. Carte Géol. France, 1933, v. 37 (189).
- Кау М. On geosynclinal nomenclature.— Geol. mag., 1967, v. 104, № 4.
- Perrin R. Métamorphisme générateur des plissements.— Ann. Mines, 1935, t. 8, 1 v. 10.
- Read M. The origine of mountain ranges considered experimentally, structurally, dynamically, and in relation to their geological history. London, 1886.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
- Syntaphral Tectonics and Diagenesis, a Symposium. Geol. dep., Univers. of Tasmania, 1963.

Институт геологии
АН ТаджССР
Душанбе

Статья поступила
10 мая 1972 г.

УДК 551.242.52+551.72(470.22)

Ю. И. ЛАЗАРЕВ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РАННИХ КАРЕЛИД КАРЕЛИИ

В раннем протерозое Карелии выделяются две эпохи складчатости: ребольская и селецкая. Каждая из них сопровождается региональным метаморфизмом и внедрением магматических пород. Эпохи складчатости состоят из нескольких фаз и охватывают интервал 200—300 млн. лет. Дано описание особенностей деформаций каждой из выделенных эпох складчатости и распространения на территории Карелии созданных ими структур.

Современные представления об объеме протерозойской группы в пределах Карелии оформились к концу 50-х годов и получили свое первое воплощение в единой провинциальной стратиграфической шкале (Кратц, 1958, 1963). Образования протерозоя сформировались в ходе единого (карельского) цикла геологического развития от заложения карельской геосинклинали в интервале времени от 2,5—2,6 млрд. лет до 1,5—1,6 млрд. лет. Из трех выделенных в разрезе протерозоя подгрупп только нижний протерозой (ранние карелиды) отвечает собственно геосинклинальному этапу. Изучение истории осадконакопления, вулканизма, формирования гранитоидов и других изверженных пород, а также характера тектонических структур и взаимоотношений отдельных частей разреза нижнего протерозоя позволили разделить его на два отдела, названных лопским (нижний) и сумским (верхний). Было установлено, что образования лопия и сумия отделены друг от друга угловым несогласием. Таким образом, к давно известному и ярко выраженному несогласию между средним и нижним протерозоем (Eskola, 1919) добавилось несогласие внутри последнего. Региональный характер несогласия дал основание для заключения о двух эпохах интенсивной складчатости, названных ребольской (ранняя) и селецкой (Кратц, 1958). Обе эпохи сопровождаются региональным метаморфизмом и внедрением изверженных пород от ультраосновных до кислых.

Проведенные в последние годы, главным образом сотрудниками ИГГД АН СССР и ИГ Карельского филиала АН СССР, детальные исследования ряда районов Карелии показали, что каждая из нижнепротерозойских складчатостей состоит из нескольких последовательных фаз движений, накладывающихся друг на друга. Тектонические движения начались уже в ходе осадконакопления, и поэтому каждая эпоха деформации охватывает интервал времени от начала формирования суперкрустальных образований данного отдела до начала отложения пород следующего отдела. По радиологическим данным, длительность каждой эпохи деформации составляет 200—300 млн. лет с наиболее вероятными возрастными границами в 2500—2200 (± 50) и 2150—1850 (± 50) млн. лет.

Устанавливаемая в каждом из изученных районов развития ранних карелид последовательность фаз движений и деформации пород в их отношении к региональному метаморфизму и формированию изверженных пород оказывается весьма сходной, а проведенные в последние годы среднемасштабные геофизические съемки позволяют непосредственно проследить отражение тектонических структур в характере физических полей и

отсюда увязывать между собой данные по отдельным, в том числе далеко отстоящим друг от друга районам в единую картину. Первая попытка такого рода была сделана при подготовке макета ко второму изданию Тектонической карты Европы (М-6 1 : 2500 000), где для структур главной определяющей фазы каждой эпохи оказалось возможным проследить характер регионального структурного плана и оконтурить площади их преобладающего влияния на современное строение.

В дальнейшем были получены новые данные по ряду районов Карелии (Судовиков и др., 1970, и др.). Таким образом, представляется возможным сделать первый более или менее систематизированный обзор истории тектонических движений ранних карелид. Естественно, что приводимые ниже данные по мере дальнейших исследований будут не только значительно расширены и конкретизированы, но могут получить иную оценку, что повлечет за собой соответствующее изменение выводов и обобщений. Тем не менее существующая настоятельная необходимость в подведении хотя бы предварительных итогов изучения тектонического развития ранних карелид делает такую попытку вполне оправданной.

РЕБОЛЬСКАЯ ЭПОХА ДЕФОРМАЦИИ СУПЕРКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЛОПИЯ

В провинциальной стратиграфической шкале к лопскому отделу нижнего протерозоя относятся сланцевые осадочно-вулканогенные толщи гимольской, сортавальской, парандовской и ириногорской серий нижнего протерозоя.

Для гимольской серии, развитой в Западной Карелии, свойственно постоянное и интенсивное развитие железистых кварцитов образующих несколько месторождений железных руд. В основании серии установлены (деревни Костомукша, Гимолы) базальные образования, представленные конгломератами, аркозами и песчаниками, залегающими на гранито-гнейсовом основании (Лазарев, 1971₂; Чернов, 1964). Нижнюю часть разреза серии образует мощная толща вулканогенных образований основного состава, переходящих в слюдистые сланцы, а затем в горизонт сульфидоносных графитистых сланцев с прослоями карбонатных пород. Последние сменяются железистыми кварцитами. Такое строение нижней части разреза свойственно районам деревень Костомукши, Совдозеро, Маньга, Гимолы, р. Тумба и пос. Суккозеро (Чернов и др., 1970₁). В центральной части полосы развития пород гимольской серии, в районе озер Хедозеро — Большозеро — Ньюкозеро (с юга на север) нижняя часть разреза серии сложена слюдистыми кристаллическими сланцами с прослоями гранатовых, гранато-амфиболовых и ставролитовых разностей, которые через горизонт графитистых сланцев сменяются железистыми кварцитами (Стенарь, 1964). В верхней части разреза серии преобладают сланцы с невыдержанными пластинами и линзами железистых кварцитов (дер. Костомукша, р. Тумба), местами распространены вулканогенные породы кислого состава: ортолептиты, плагиопорфиры, туфобрекчии и сланцы, которые также содержат линзы железистых кварцитов (дер. Маньга, Хедозеро — Большозеро). В районе Гимолы — Суккозеро в верхней части разреза развиты как кислые эффузивы и их производные, так и разнообразные сланцы с железистыми кварцитами. Общая мощность пород серии достигает 2000 м.

Сходное строение устанавливается и для разрезов сортавальской и парандовской серий. Большая часть разреза сортавальской серии сложена вулканогенными породами основного состава мощностью до 2000 м, которые затем через горизонт песчаников, графитистых сланцев и железистых кварцитов сменяются сланцево-карбонатной толщей с отдельными горизонтами основных вулканитов мощностью свыше 1000 м (Чернов и др., 1970₂).

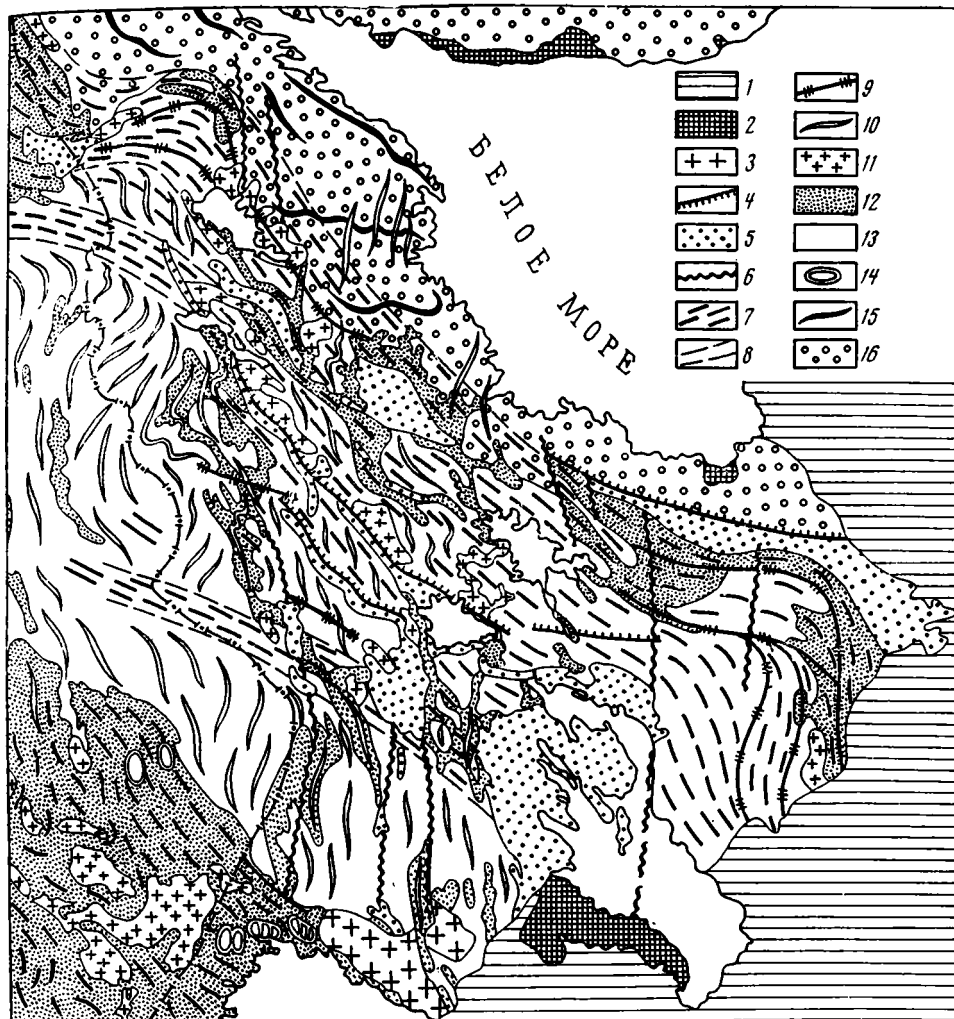
Строение разреза парандовской серии района Хаутаваара — Чалка (Попов, 1968, 1970) также двучленное. Основание его сложено мощной (не менее 1 км) толщей основных вулканитов, на которых залегает горизонт железистых (куммингтонито-магнетитовых) кварцитов, слюдисто-амфиболовых и графитистых сланцев общей мощностью около 50 м. Верхняя часть разреза серии отделена от нижней маломощными внутриформационными конгломератами и состоит из ритмично-слоистых слюдистых сланцев, чередующихся с графитистыми сульфидоносными сланцами и кварцитами и покровами кислых и средних вулканитов. Мощность ее не менее 500 м.

Таким образом, разрезы этих серий однотипны по своему строению, характеру смены фашиально-литологических типов пород, но сильно различаются их относительной ролью. В целом наблюдается смена основных вулканитов начального этапа осадконакопления кислыми, принадлежащими к натровому ряду. Наличие внутриформационных конгломератов и фашиальной смены пород по простирацию свидетельствует о том, что тектонические движения проявлялись и во время осадконакопления. Очевидно, с ними связано внедрение пород гипербазитовой формации, которые установлены в районах развития наименее метаморфизованных пород гимольской серии (деревни Костомукша, Совдозеро). Их образование происходило, несомненно, после формирования основных вулканитов, но до начала образования кислых вулканитов. Последние скорее всего являются аналогом пород диорит-плагιοгранитной серии, интенсивно развитых в областях повышенного регионального метаморфизма и, видимо, на более глубоком структурном уровне. С формированием этой серии связана интенсивная мигматизация и гранитизация лопских образований, равно как и гнейсовых толщ фундамента, тектоническое строение которых подчинено структурному плану карелид.

СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ РЕБОЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Ребольские тектонические движения охватили всю территорию Карелии, однако наиболее четко структуры этого возраста сохранились в западной ее части (рисунок) в пределах Западно-Карельской структурно-фашиальной зоны карелид (Кратц, 1955), которая сама является частью обширного Восточно-Финляндского блока (Полканов, 1939, 1940) или Фенно-Карельского антиклинального поднятия (Кратц и др., 1969). Здесь ребольские структуры менее всего переработаны и деформированы в ходе последующих, преимущественно селецких движений.

Эта территория, которая условно рассматривается как область ребольской складчатости, сложена комплексом интенсивно мигматизированных и гранитизированных гнейсов различного состава, но с преобладающим развитием биотитовых и амфиболовых разновидностей и разнообразными гранитоидами двух разновозрастных серий: диорит-плагιοгранитной и более поздней гранитной. Обе серии синкинематичны относительно разновозрастных структур и являются нижнепротерозойскими (Кратц и др., 1969; Лазарев, Кожевников, 1973). Среди этих пород вкраплены сланцевые образования гимольской серии лопского отдела. Они образуют две прерывистые полосы общего меридионального направления, образованные цепочками отдельных синклиналильных структур, представляющих собой корневые части глубоко эродированных синклиналирных нижнего протерозоя (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970₁). Восточная полоса с юга на север образована системой Ведлозерских и Маньгинских аномалий, северным продолжением которых являются аномалии оз. Совдозера. В строении западной полосы, протягивающейся с юга на север более чем на 400 км, выделяется Гимольско-Суккозерская синклиналильная зона через Тумбареченскую синклиналиль, смыкающаяся с синклиналильной зоной Хедозеро-Большозеро-Нюкозеро (Стенарь, 1964; Чернов, 1964). Последняя через



Тектоническое строение юго-восточной части Балтийского щита

1 — Палеозойский платформенный чехол; 2 — иотний Прионежья и Терского берега Белого моря; 3 — граниты рапакиви; 4 — постятулийские разломы; 5 — отложения среднего протерозоя; 6 — позднеселецкие зоны движений, расщепления, диафтореза; 7 — региональные направления раннеселецких складок; 8 — границы зон с преобладающим влиянием раннеселецких структур; 9 — разломы, заложенные в раннеселецкое время; 10 — региональные направления ребольских складок; 11 — граниты нижнего протерозоя; 12 — суперкрупные образования нижнего протерозоя; 13 — архейское основание и суперкрупные образования ранних карелид, интенсивно гранитизированные и превращенные в гранито-гнейсы в эпоху ребольской складчатости; 14 — гранито-гнейсовые купола; 15 — направления архейских структур Беломорского блока; 16 — суперкрупные образования Беломорского блока

систему магнитных аномалий между озерами Нюк, Кенто и Койвас соединяется с Костомукшской синклиальной зоной (Лазарев, 1971₂; Чернов и др., 1970₁).

Степень метаморфизма пород гимольской серии широко колеблется от зеленосланцевой фации (дер. Совдозеро, оз. Большозеро) до верхних ступеней амфиболитовой фации (озера Хедозеро, Нюк, Кенто). Увеличение степени метаморфизма пород происходит в направлении воздымания осей структур (Кратц и др., 1969; Лазарев, 1971₂; Стенарь, 1964). Одновременно прогрессивно нарастает степень мигматизации, так что в конеч-

ном счете суперкрустальные образования нижнего протерозоя становятся неотличимыми от гранито-гнейсовых образований предположительно архейского возраста, в которых, как отмечалось, достоверных следов архейского метаморфизма вплоть до настоящего времени не установлено.

Тектоническое строение области ребольской складчатости характеризуется пространственной ассоциацией тектонических структур двух направлений: меридионального и северо-восточного. Меридиональные структуры развиты во всей южной и восточной частях Западной Карелии вплоть до оз. Нюк. Западнее и севернее линии, проходящей по восточному берегу оз. Лексозеро в направлении на пос. Калевала, доминируют структуры северо-восточного направления, где в отличие от районов меридиональной складчатости региональное простираение дислоцированных толщ не совпадает с направлением складок и становится северо-западным.

Для складок меридионального направления свойственно крутое падение осевых поверхностей, несколько опрокинутых на запад, и погружение шарниров мелких складок и минеральной линейности почти по падению осевых поверхностей. В то же время шарниры крупных складок имеют пологое погружение. Такое взаимоотношение разнопорядковых тектонических структур составляет наиболее существенную особенность ребольских осей, свидетельствуя о сложном характере движений при деформации (Лазарев, 1966, 1971₂).

Наиболее крупные регистрируемые складки резко линейны и изоклинальны, их длина достигает 50 км при ширине 6—8 км. В районах развития меридиональной складчатости не установлено более ранних тектонических структур, и с главной фазой движений связано образование диорит-плагиогранитной серии и синкинематическая гранитизация суперкрустальных толщ нижнего протерозоя.

Для складок северо-восточного направления свойственно опрокидывание осевых поверхностей на юго-восток вплоть до образования пологих и лежащих структур и северо-восточное погружение линейности и шарниров мелких складок. Складчатость сопровождается развитием многочисленных зон скольжения и срыва со значительными горизонтальными компонентами перемещения. В целом для области северо-восточной складчатости свойственна повышенная степень регионального метаморфизма в условиях верхних ступеней амфиболитовой фации и местами, возможно, гранулитовой фации, а также повсеместная и глубокая перекристаллизация, мигматизация и гранитизация суперкрустальных толщ, сопровождающаяся образованием гранитоидов. Проведенное изучение тектонических структур в различных районах свидетельствует, что северо-восточные структуры являются нижнепротерозойскими (Соколов и др., 1973). Они связаны с меридиональными структурами постепенными переходами. Формирование обоих типов структур сопровождается одним и тем же метаморфизмом и образованием синкинематических гранитоидов диорит-плагиогранитной серии. Все это позволяет заключить, что оба пространственно разобщенные направления тектонических структур одновременны. Вместе с тем имеющиеся данные свидетельствуют, что районы развития структур северо-восточного направления в целом представляют собой более глубокий структурный уровень ребольской деформации, чем районы меридиональной складчатости, где по преимуществу локализованы слабометаморфизованные образования. Исключение составляет лишь Костомукшская синклиналичная зона в северо-западной части Западно-Карельского синклинория, располагающаяся в области перехода меридиональных структур в северо-восточные. В слабометаморфизованных меридиональных структурах возрастным и формационным аналогом диорит-плагиогранитной серии являются кислые эффузивы натрового ряда, а интрузии гранитоидов представлены позднекинематическими плагиомиоклиновыми гранитами.

РАЗВИТИЕ РЕБОЛЬСКИХ СТРУКТУР

ПЕРВЫЙ ЭТАП

Изучение истории ребольских движений позволяет подразделить их на два этапа. Тектонические движения первого этапа оказали главное, определяющее влияние на современное строение всей области ребольской складчатости, и приведенная выше характеристика в сущности относится к структурам первого этапа движений.

Многие признаки свидетельствуют, что их формирование также было длительным и неоднoактным.

В районе Костомукшского железорудного месторождения установлено закономерное развитие и смена типов предпочтительных ориентировок кварца, слюд и амфиболов, указывающая на длительность тектонической деформации, одновременной с региональным метаморфизмом (Лазарев, 1971₂). Севернее, в районе оз. Верхнее Куйто, в общем процессе северо-восточных движений отчетливо выделяются три фазы деформаций. Структуры каждой фазы несколько различаются стилем и направлением складок. От начала к концу формирования северо-восточных структур их ориентировка закономерно меняется от почти широтной до северо-восточной, при этом последняя фаза характеризуется началом формирования собственно гранитной серии, затем сопровождающей движения второго этапа (Лазарев, Кожевников, 1973).

ВТОРОЙ ЭТАП

Структуры второго этапа ребольских движений отчетливо опознаются во всех районах развития раннебольских (P_1) северо-восточных структур. Они представлены региональной сланцеватостью, гнейсовидностью и складками. Ввиду наложенного характера складок форма их крайне невыдержанна. В северной части Западной Карелии для складок P_2 свойственно северо-северо-западное направление, пологое погружение оси складчатости к югу и отсутствие линейности. Общность их со структурами P_1 подчеркивается здесь общностью кинематической оси a и вполне непрерывным формированием гранитоидов гранитной серии, начиная от заключительной фазы движений первого этапа в течение всего второго этапа.

В Центральной Карелии, в районе оз. Лексозеро меридиональные структуры этого возраста развиты особенно интенсивно, хотя и неравномерно. Их возрастное положение отчетливо устанавливается по смятию северо-восточных структур P_1 и по наложению на меридиональные структуры P_2 более поздних запад-северо-западных раннеселецких структур, которые далее к югу в зоне озер Лендерское — Тулос полностью затушевывают предшествующее строение.

Ярко выраженный характер и региональное распространение структур второго этапа в районе оз. Лексозеро отражается и на существующих геологических картах, где региональное простираие пород изображено как меридиональное, хотя в действительности оно представляет собой лишь залегание кристаллизационной сланцеватости и гнейсовидности P_2 . Это обусловлено полной перестройкой системы ранних структурных элементов в результате сильной перекристаллизации пород и фельдшпатизации. Порфириобласты полевого шпата размером 2—5 см часто насыщают породы. Так как в своем распределении они подчинены структурным направлениям P_2 , последние становятся доминирующими.

По всей вероятности, к структурам второго этапа ребольского тектогенеза относится и вторая субмеридиональная генерация структурных элементов в районе Большозеро, изученном М. М. Стенарем. Ее образование было отделено фазой растяжения, документированной широтными дайками габбро-амфиболитов. По устному сообщению Л. П. Свириденко

и В. М. Чернова к югу от оз. Гимольского и до границей с Восточно-Финляндской зоной карелид также наблюдаются две генерации субмеридиональных структур гранито-гнейсов, образование которых было разделено внедрением широтных дайк габбро-амфиболитов. Вполне возможно, что устанавливаемые в этом районе два этапа гранитообразования: ранний диорит-плагиогранитный и поздний собственно гранитный (Кратц и др., 1969) — сопряжены с формированием соответственно ранней и поздней генерации субмеридиональных структур аналогично району оз. Большозеро.

Тектонические структуры этого возраста, очевидно, в дальнейшем будут установлены и в других районах. В качестве примера можно сослаться на детально изученное в последние годы внутреннее строение гранито-гнейсовых куполов Приладожья (Судовиков и др., 1970), где в дополнение к нескольким генерациям постладожских (селецких) структур обнаружены реликты двух генераций более ранних доладожских меридиональных структур, хорошо сопоставимых с ребольскими структурами южной части Западной Карелии.

СЕЛЕЦКАЯ ЭПОХА ДЕФОРМАЦИИ

К селецкой эпохе относятся все движения и структуры деформирующие образования сумского отдела нижнего протерозоя и отсутствующие в ятулийских образованиях среднего протерозоя. В составе сумия выделяется несколько серий суперкристалльных образований. Для развитой в Западной Карелии большезерской серии (Стенарь, 1960, 1964; Чернов, Стенарь, 1960; Кратц, 1963) свойственно двучленное строение. Нижняя (большая) часть разреза представлена разнообразными вулканитами и осадочно-эффузивными породами кислого (дацит-андезитового) состава с корой выветривания и базальными образованиями, залегающими на гимольской серии. Верхняя часть сложена однородной толщей зеленых сланцев, метадиабазов, диабазовых порфиритов, несогласно перекрывающих породы нижней толщи. В Восточной и Центральной Карелии разрез сумия представлен мощной толщей основных вулканитов тунгудско-надвоицкой серии, венчающейся кератофирами и кварцевыми порфирами (Робонен, 1958, 1959).

В. З. и Т. Ф. Негруца (1965; Негруца Т. Ф., 1967) в составе серии выделяют, кроме того, базальные горизонты, представленные аркозами и кварцито-песчаниками. В последнее время были получены новые данные (Соколов и др., 1971), свидетельствующие о постепенных фациальных переходах между основными вулканитами тунгудско-надвоицкой серии и сариолийскими конгломератовыми толщами, которые в провинциальной стратиграфической шкале (Кратц, 1958, 1963) относились к среднему протерозою. Эти образования обладают одинаковым структурным планом и совместно перекрыты ятулийскими кварцито-песчаниковыми толщами с корой выветривания в основании. С другой стороны, они несогласно залегают на всех более древних породах и, таким образом, составляют единый комплекс отложений, деформированный до эпохи пенепленизации, предшествующей среднепротерозойскому (ятулийскому) осадконакоплению, т. е. в ходе селецкой деформации. В Северной Карелии к образованиям сумия относится карбонатно-сланцевая, флишoidная толща хирвинаволокской свиты, несогласно залегающая на породах ириногорской свиты (Московченко, 1970; Московченко, Турченко, 1971). Наконец, вслед за П. Эскола и К. О. Кратцем в составе сумия здесь рассматривается ладожская серия Северного Приладожья, непосредственно продолжающаяся на территорию Финляндии, где она описывается как калевий. Другие авторы (Харитонов, 1966; Предовский, Петров, 1964; Судовиков и др., 1970) вслед за Х. Вяйрюненем (Väyrynen, 1954) рассматривают ладожскую серию как среднепротерозой-

скую. Расхождение в выводах о геологическом возрасте серии получается из-за различной интерпретации следующих наиболее существенных фактов.

1. Ладожская серия налегает на ятулийские толщи, имея в основании базальные образования (конгломераты, гравелиты, кварциты). Это налегание рассматривается либо как нормальное стратиграфическое, либо как тектоническое с надвигом ладожской серии на средний и верхний ятулий.

2. Ладожская серия в нормальном стратиграфическом залегании налегает на гнейсо-граниты и породы нижележащей сортавальской серии, имея в основании горизонт полимиктовых конгломератов и песчаников (пос. Рускеала, оз. Тохмаярви). Базальные кварциты отмечены и в разрезе сортавальской серии. Эти подладожские, или подсортавальские базальные образования рассматриваются одними исследователями как сариолийские, тогда как другие выделяют разновозрастные группы базальных образований.

3. Все определения возраста пород различными методами в ладожской серии оказываются не древнее 1900—1950 млн. лет, т. е. среднепротерозойскими по принятой в настоящее время нижней возрастной границе последнего. Эти цифры интерпретируются как примерно совпадающие с возрастом осадконакопления, либо как отвечающие времени регионального метаморфизма, значительно оторванного от времени осадконакопления.

Нужно заметить, что «среднепротерозойские» цифры возраста, колеблющиеся в интервале 1800—1600 млн. лет, вообще свойственны области селецкой складчатости, где радиологический возраст оказывается как бы независимым от наблюдаемых геологических взаимоотношений разновозрастных толщ. Так, в Северной Карелии в Кукаозерско—Тикшозерской зоне нижнего протерозоя, несмотря на развитие двух серий отложений, разделенных несогласием, и наличие здесь сложной истории тектонических движений и метаморфизма (Московченко, 1969, 1971), значения абсолютного возраста в различных (по возрасту, фациальной принадлежности, составу пород) парагенезисах не превышают 1700—1800 млн. лет (Кратц и др., 1972).

По фациальному составу и флишевому характеру отложений, отсутствию эффузивных пород как кислого, так и основного состава разрезы ладожской серии и хирвиноволокской свиты резко отличаются от разрезов сумийско-сариолийского комплекса Центральной и Западной Карелии. Они, кроме того, испытали интенсивный региональный метаморфизм, частично мигматизированы и секутся многочисленными интрузиями от ультраосновного до кислого состава и, наконец, сложно дислоцированы в течение нескольких последовательных фаз складчатости с образованием взаимодействующих систем сжатых, изоклинальных, линейных складок. Напротив, породы большезерской серии Западной Карелии, равно как и тунгудско-надвоицкие вулканиты и сариолийские конгломератовые толщи Центральной и Западной Карелии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты в пологие складки и только в единичных случаях секутся наиболее поздними дериватами гранитов, представленными существенно калиевыми (микроклиновыми) разностями. Вулканогенные толщи тунгудско-надвоицкой серии Восточной Карелии по стилю деформации и особенностям метаморфизма близки к породам ладожской и хирвиноволокской серий, но также почти совершенно не мигматизированы и лишены массивов гранитоидов.

По этим причинам определяющие черты селецкой складчатости и наиболее яркие особенности тектонического строения захваченной ею области проявляются в сумийских образованиях Восточной и Северной Карелии и Северного Приладожья, а также в зонах селецких движений, пересекающих структуры ребольского фундамента.

Общее строение области селецкой складчатости, как видно из рисунка, определяется чередованием двух региональных направлений тектонических структур: запад-северо-западного и северо-западного. Геологические и геофизические данные свидетельствуют, что развитые в пределах Карелии селецкие структуры сходятся в районе г. Череповца под палеозойским чехлом Восточно-Европейской платформы. Отсюда одна ветвь протягивается на север, образуя южную часть зоны Ветреного пояса, другая прослеживается на запад в область Восточно-Финляндской зоны карелид (Северное Приладожье). Южнее Онежского озера от нее вновь ответвляются структуры северо-северо-западного направления, образующие Восточно-Карельскую зону карелид. Структуры Ветреного пояса северо-восточнее оз. Водлозеро в свою очередь круто поворачивают на запад и смыкаются с Восточно-Карельской зоной карелид примерно в средней ее части. Аналогичным образом севернее оз. Топозера северо-северо-западные структуры Восточно-Карельской зоны поворачивают на запад и переходят в субширотную Северо-Карельскую зону, которая протягивается на территорию Финляндии в районы городов Кусаме и Кемии. Наконец, субширотные структуры Северного Приладожья также непрерывно переходят в область свекофеннид Финляндии и, меняя свое простирание на северо-западное и субмеридиональное, в районе г. Кéми смыкаются с субширотными структурами Северо-Карельской зоны.

Таким образом, региональные направления селецких структур в юго-восточной части Балтийского щита образуют как бы сеть, в ячейках которой, имеющих форму параллелограммов с вытянутыми меридиональными сторонами, располагаются останцы или блоки доселецкого фундамента, в той или иной мере сохраняющие древний структурный план. В пределах Карелии выделяются три таких блока первого порядка: уже упоминавшийся выше Восточно-Финляндский блок, Беломорский блок и значительно меньший по размерам и хуже изученный Восточно-Онежский блок. Сами блоки также испытали воздействие селецких движений, и следы их проявления обнаруживаются практически повсеместно, хотя эти движения и структуры обычно не являются определяющими в формировании наблюдаемого структурного плана, и только местами в пределах блоков их интенсивность достаточно высока, чтобы отражаться на геологических и геофизических картах. Так, ребольские структуры Восточно-Финляндского блока рассечены двумя зонами интенсивных селецких движений второго порядка. В пределах этих зон шириной в первые десятки километров ребольские структуры полностью переработаны. Одна из этих зон ответвляется от Восточно-Карельской зоны в районе восточного окончания оз. Среднее Куйто и по плавной дуге, обращенной выпуклостью на северо-восток, через пос. Калевала и дер. Тихтозеро прослеживается в район г. Кусаме в Финляндии. Эта зона ограничивает с юга так называемое Топозерско-Пяозерское поднятие второго порядка. Другая зона проходит в центральной части Восточно-Финляндского блока в районе озер Лендерского и Тулос. В граничащих с ней синклиналих зонах ребольского возраста (Хедозерско-Большозерской на севере и Гимольско-Суккозерской на юге) северо-западные селецкие складки и сопровождающая их сланцеватость и гнейсовидность развиты почти повсеместно, хотя региональное направление ребольских структур оказывается практически неизменным.

Непосредственно в области селецкой складчатости или, лучше сказать, в области с доминирующими селецкими направлениями региональных тектонических структур, ребольские структуры либо полностью уничтожены, либо сохраняются как деформированные реликты среди отдельных обычно наиболее крупных «глыб», «поднятий», «блоков» и «куполов» фундамента, сложенных по преимуществу сильно гранитизированными

гнейсами и гнейсо-гранитами. К таким участкам относятся, помимо упоминавшегося Топозерско-Пяозерского поднятия, также Тунгудская глыба в центральной части Восточно-Карельской зоны, где сохраняются реликты северо-восточных структур, рассеченных и деформированных северо-западными селецкими направлениями, гранито-гнейсовые купола Северного Приладожья в районе пос. Ляскеля — пос. Импилахти, где также сохраняются меридиональные доселецкие (доладожские) структуры двух генераций (Судовиков и др., 1970).

Таким образом, селецкие структуры по отношению к более древним являются отчетливо наложенными, сквозными и независимыми. Блоки и массивы фундамента являются древними лишь в том смысле, что их внутреннее строение было сформировано в периоды доселецкого развития, но как особые тектонические единицы они оформились в конце нижнего протерозоя. Они поэтому не являются древними ядрами, облекаемыми и обрастаемыми структурами более молодой складчатости. Напротив, единая структура сиалической коры была раздроблена и частью полностью переработана в ходе селецкого тектогенеза.

ЭТАПЫ И ФАЗЫ СЕЛЕЦКИХ ДВИЖЕНИЙ

Переходя к образу истории селецких движений, нужно подчеркнуть, что она изучена еще далеко не полностью и не во всех отмеченных выше зонах. В настоящее время она может быть охарактеризована на примере районов развития сумийских флишоидных толщ Северной Карелии и Северного Приладожья (Судовиков и др., 1970; Московченко, 1969, 1971) и отдельным районам Западной Карелии, где селецкие движения повторно деформируют породы ребольского фундамента. Эти районы, с другой стороны, характеризуются доминирующими субширотными запад-северо-западными направлениями селецких структур. Что касается Восточно-Карельской зоны, то имеющиеся данные пока являются лишь рекогносцировочными и не охватывают всю совокупность последовательно развивавшихся структур.

Как устанавливается в перечисленных районах, история селецких движений является сложной, многоплановой и состоит из нескольких фаз складчатости и деформации, различающихся стилем и интенсивностью движений, региональным направлением структур, а также взаимоотношениями с региональным метаморфизмом и сериями изверженных пород. По этим признакам она может быть подразделена на два этапа.

ПЕРВЫЙ ЭТАП

Отмеченные выше общие особенности распространения структур селецкого периода и, в частности, пространственная ассоциация субширотных и северо-западных направлений характеризуют именно структуры первого этапа. Они, таким образом, являются определяющими в современном строении всей области селецкой складчатости.

Для систем изоклинальных опрокинутых складок первого этапа свойственно широкое развитие позднекладчатых нарушений надвигового и взбросового типа. Движения по надвигам, равно как и опрокидывание складок, происходили в направлении на север и северо-восток в пределах субширотных зон (Восточно-Финляндской, Северо-Карельской, Лендерско-Тулосской) и на восток и северо-восток в пределах северо-западных зон (Восточно-Карельская зона). При этом степень опрокидывания в субширотных зонах в целом выше вплоть до образования пологих надвигов и лежащих складок. Широкое развитие надвигов и взбросов заметно отличает стиль раннеселецких структур от раннеребольских. Другое отличие состоит в пологом погружении шарниров мелких складок и линейности и их параллельности с шарнирами главных складок. Во всех изученных районах развития субширотных раннеселецких структур шарни-

ры складок полого или под средними углами погружаются на запад. Все эти особенности свидетельствуют о меньшей глубинности деформации в сравнении с раннеребольскими структурами.

В Восточно-Финляндской зоне (Судовиков и др., 1970) в развитии структур первого этапа устанавливаются две стадии, отвечающие двум самостоятельным, хотя и не отделенным большим интервалом, фазам складчатости. В ходе первой фазы изоклиальная складчатость сменяется и перерастает в надвиги вдоль сорванных крыльев. В ходе второй фазы осевые поверхности складок сминаются в довольно открытые, но осложняемые взбросами складки того же запад-северо-западного направления. Обе фазы складчатости выделяются во внутренних частях инверсионного прогиба, испытавших синкинематический региональный метаморфизм не ниже кордиерит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фазы, мигматизацию и гранитизацию. По всей вероятности, с концом первой и движениями второй фазы складчатости связано формирование пород диорит-плагиогранитной серии (Саранчина, 1966).

Во внешней краевой части прогиба (Янисъярвинский синклинорий), где пик регионального метаморфизма не поднимается выше андалузит-кордиеритовой субфации и является посткинематическим по отношению к запад-северо-западным структурам, обе фазы складчатости сливаются и в настоящее время не могут быть отделены одна от другой. Здесь мняется и стиль деформации, так что рассматриваемые структуры, хотя и являются изоклиальными, но имеют почти вертикальные осевые поверхности и практически не сопровождаются мелкими складками шириной менее 10—15 м. Посткинематический характер пика метаморфизма и отсутствие мелких складок, по-видимому, обуславливает слабое развитие сланцеватости.

В Кукаозерско-Тикшезерской зоне Северной Карелии со структурами первого этапа также связаны синкинематический прогрессивный региональный метаморфизм кванит-биотитовой субфации, гранитизация пород и формирование плагиомикроклиновых гранитов, которым предшествует формирование гипербазитового пояса (Лавров, 1971). В развитии тектонических структур также устанавливаются две фазы движений запад-северо-западного направления. Сильное опрокидывание осевых поверхностей на север, развитие линейности вдоль шарниров мелких складок, параллельных почти горизонтальным, погружающимся на запад шарнирам главных складок, в особенности свойственно структурам второй фазы (Московченко, 1969).

ВТОРОЙ ЭТАП

Ко второму этапу селецких движений относятся тектонические структуры по крайней мере двух фаз складчатости, которые проявились весьма неравномерно и в целом не повсеместно, а в виде отдельных зон шириной не более 20—30 км. В ходе движений первой фазы сформировались почти меридиональные северо-северо-западные структуры, тогда как для второй фазы движений свойственны северо-восточные, восток-северо-восточные и широтные направления.

В Северном Приладожье движения первой фазы вызвали образование серий мелких складок, сопровождаемых сланцеватостью и гнейсовидностью вдоль вертикально падающих осевых поверхностей и тектоническими нарушениями сбросово-сдвигового характера, протяженностью до нескольких десятков километров. С формированием этих структур скорее всего связаны бескорневые интрузии перидотито-габбровой формации (Волотовская, 1948; Перекалина, 1948, 1953) и, несомненно, начало формирования, в особенности вдоль зон разломов во внутренних частях прогиба существенно калиевых гранитоидов (Перекалина, 1953; Саранчина, 1966, 1969). Однако особенно интенсивная мигматизация проявилась в

связи с движениями второй фазы и образованием северо-восточных складок, зон скольжения, перекристаллизации и порфиروبластеза вдоль сорванных крыльев складок.

Во внешней краевой зоне прогиба (Янисъярвинский синклинорий) наблюдается наиболее полный разрез ладожской серии, отсутствуют явления ультраметаморфизма, степень метаморфизма не поднимается выше андалузит-кордиеритовой субфации амфиболитовой фации и достигается в посткинematических условиях относительно движений первого этапа. Все это позволяет полагать, что тектонические структуры синклинория в целом отвечают более высокому структурному уровню, чем структуры внутренних частей прогиба.

Тектонические структуры субмеридиональной фазы здесь представлены асимметричными складками шириной до 2 м, имеющими плоские своды и заметный кливаж осевой поверхности, переходящий в сланцеватость. Складки с увеличением размеров переходят во флексуобразные изгибы, постепенно все более редуцированные. Вдоль кливажа и сланцеватости идет кристаллизация граната и ставролита, тогда как кордиерит и андалузит деформируются, пересекаются и частично резорбируются без перекристаллизации. К поверхностям кливажа и сланцеватости приурочены также многочисленные аплитовые и гранит-пегматитовые жилки.

Северо-восточные движения вызвали по преимуществу образование зон сквозного сланцевого кливажа и кливажа скалывания-скольжения (strain-slip cleavage), сопровождающего интенсивную мелкую плейчатость и локализованного в отдельных зонах шириной от нескольких десятков метров до первых километров. Вдоль кливажа также происходит кристаллизация части граната и ставролита, что свидетельствует о близости температурных условий метаморфизма в ходе обеих фаз движений и отсутствии значительного интервала между ними.

Таким образом, хотя наиболее существенные черты тектонического строения ранних карелид Восточно-Финляндской зоны были сформированы на первом этапе селецких движений, во внутренних частях зоны усиливается значение структур второго этапа, степень регионального метаморфизма и интенсивность процессов мигматизации и анатексиса. Частичная инверсия прогиба, возможно, произошла в результате движений первого этапа на рубеже 1900 млн. лет., когда сформировались массивы диорит-плагиогранитной серии гранитоидов. Второй этап гранитизации и ультраметаморфизма пород ладожской серии, сопряженный с образованием существенно калиевых гранитов, скорее всего документирует время окончательного замыкания прогиба в интервале 1700—1800 млн. лет.

В Северной Карелии (Кукасозерско-Тикшозерская подзона) на запад-северо-западные структуры первого этапа накладываются открытые субмеридиональные, северо-северо-западные складки, сланцеватость и разрывные нарушения. Для складок этой фазы свойственны, как и в Северном Приладожье, субвертикальные или несколько опрокинутые на запад осевые поверхности. На эти структуры в свою очередь наложены небольшие по размерам открытые субширотные складки с вертикальными осевыми поверхностями, а в восточной части подзоны на субмеридиональные структуры наложена система складок и разрывов северо-восточного направления, также имеющих вертикальные осевые поверхности. Возрастные отношения двух последних систем не вполне ясны, хотя Н. И. Московченко упоминает о наложении северо-восточных структур на субширотные.

Последовательность движений в Северо-Карельской зоне, таким образом, вполне сопоставима с районами Северного Приладожья, но в то же время она не может считаться вполне выясненной. В частности, остается неясным характер складчатости, имевшей место до отложения пород хирвиनावолокской свиты, перерывом и несогласием отделенной от ниже

лежащей ириногорской свиты, так как структуры обоих селецких этапов являются сквозными. Кроме того, возможно, что и субмеридиональные движения в районе были неоднократными.

Наконец, в Западной Карелии в районе озер Лексозеро — Тулос — Лендерское запад-северо-западные изоклинальные, опрокинутые к северу и погружающиеся на запад структуры раннеселецкого этапа секются мелкими телами и жилами микроклиновых гранитов, линейными зонами фельдшпатизации с образованием порфиробластических мигматитов, а также протяженными зонами рассланцевания и диафтореза общего меридионального и северо-северо-западного направления. На рисунке показаны две наиболее крупные зоны движений, протягивающиеся через всю южную половину Западной Карелии. Пространственно со структурами этого возраста связано размещение массивов габбро-перидотитовой формации (Лазарев, 1971₁).

Северо-восточные структуры второй фазы в Западной Карелии мало развиты. Однако в районе оз. Тулос М. А. Корсаковой были закартированы протяженные северо-восточные зоны рассланцевания, пересекающие ребольские и раннеселецкие структуры.

Что касается тектонических структур сумийско-сарнилийского комплексными синклиналями, приразломными моноклиналями и, реже, наложенный и приразломный характер и представлены линейными асимметричными синклиналями, приразломными моноклиналями и реже наложенными мульдами с автономным внутренним строением, несогласным со структурой основания. Накопление осадочно-вулканогенных толщ комплекса и формирование этих структур связано с блоковыми движениями по разломам преимущественно северо-западного и запад-северо-западного направления, заложение которых относится скорее всего к концу первого этапа селецкой деформации. В постятулийское время эти разломы были омоложены, и породы комплекса испытали дополнительное сжатие. Снятие постятулийской деформации показывает, что первоначальная степень деформации была невысокой, и углы падения пород, как правило, не превышали 20—30° (Соколов и др., 1971).

В целом образования сумийско-сарнилийского комплекса представляются более молодыми, чем породы ладожской серии и хирвинаволоцкой свиты. Этим, очевидно, объясняется характер их залегания, практическое отсутствие интрузий гранитоидов и низкая степень регионального метаморфизма.

Подводя итог краткому рассмотрению истории тектонических движений ранних карелид, можно заключить.

1. Тектонические движения каждой из эпох нижнепротерозойской складчатости состоят из нескольких регионально проявленных фаз движений, складчатости и деформации пород, образующих складки, деформирующие предшествующие структуры. Детализация региональной шкалы фаз складчатости ранних карелид представляет поэтому одну из основных задач дальнейших исследований.

2. Решающее значение в формировании регионального структурного плана имеют тектонические структуры ранних фаз складчатости каждой эпохи тектогенеза. Они в особенности подчеркиваются характером геофизических полей. Движения завершающих фаз складчатости в этом смысле не являются структурно-формирующими.

3. Тектонические структуры селецкой эпохи тектогенеза срезают направления предшествующих ребольских структур. В это время в основном и были созданы границы главных тектонических единиц восточной части Балтийского щита, таких, как Беломорский и Восточно-Финляндский блоки. Последние поэтому не представляют собой древних ядер или массивов, обрастаемых зонами молодой складчатости.

4. Тектонические структуры ранних карелид непосредственно продолжают на территорию Финляндии. Устанавливаемые в пределах Ка-

релии соотношения ребольских и селецких структур друг с другом и с более молодыми структурами поздних карелид (ятулия) имеют поэтому прямое отношение к остающейся дискуссионной (Eskola, 1958, 1969; Mikkola, 1959; Väyrynen, 1954) проблеме взаимоотношений карелид и свекофеннид. Изложенные данные свидетельствуют, что свекофенниды Финляндии «представляют собой то же, что и ранние карелиды Карелии» (Кратц, 1961). Они являются частью их тектонической эволюции и соответствуют структурам селецкой эпохи тектогенеза.

Литература

- Волотовская Н. А. Магматический комплекс района больших островов Северо-Западного Приладожья.— Изв. Карело-Финской н.-и. базы АН СССР, 1948, № 4.
- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита.— Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 5. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии.— Изв. Карельск. и Кольск. фил.-ов АН СССР, 1958, № 2.
- Кратц К. О. Свекофенниды и карелиды.— В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск. Мурманск. книжн. изд., 1961.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. и Яскевич Н. И. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Карелии. Л., «Наука», 1969.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Горохов И. М. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
- Лавров М. М. Геохимия гипербазитовых комплексов Северной Карелии.— В сб.: Геология и геохимия гипербазитов Карелии. Л., «Наука», 1971.
- Лазарев Ю. И. Линейность кристаллических сланцев Костомукшского железорудного месторождения и ее интерпретация.— В сб.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск. Карельск. книжн. изд., 1966.
- Лазарев Ю. И. Возраст и тектоническое положение гипербазитов Карелии.— В сб.: Геология и геохимия гипербазитов Карелии. Л. «Наука», 1971.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения.— Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 11. Л., «Наука», 1971₂.
- Московченко Н. И. Эволюция процессов метаморфизма Северо-Карельского складчатого пояса. Автореф. канд. дис. М., ИГЕМ АН СССР, 1969.
- Московченко Н. И. Ритмично-слоистые образования Северной Карелии и особенности их метаморфизма.— В сб.: Проблемы литологии докембрия. Л. «Наука», 1970.
- Московченко Н. И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кванит-силлиманитового типа.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л. «Наука», 1971.
- Московченко Н. И. и Турченко С. И. Стратиграфия суперкратальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании.— В сб.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л. «Наука», 1971.
- Негруца В. З. и Негруца Т. Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Негруца Т. Ф. Геологическое строение карелид юго-западного крыла Лехтинского синклинория. Вестн. Ленингр. ун-та, 1967, № 18.
- Перекалина Т. В. Постладожские граниты Сортавальского района.— Изв. Карело-Финск. н.-и. базы АН СССР, 1948, № 2.
- Перекалина Т. В. Сложная бескорневая интрузия Перяньем. Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, 1953, № 4.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита.— Тр. XVIII сессии Междунар. геол. конгр. М., Изд-во АН СССР, 1939, т. 2.
- Полканов А. А. Краткий очерк дочетвертичной геологии наиболее восточной части Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова.— Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, № 49, сер. геол.-почвенных наук, 1940, вып. 9.
- Попов М. Г. Магматические формации района Хюрсюля — Кивач.— Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 1. Петрозаводск. Карельск. книжн. изд., 1968.
- Попов М. Г. Протерозойские магматические комплексы района Хюрсюля-Хаутаваара (южная Карелия).— В сб.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1970.
- Предовский А. А. и Петров В. П. О соотношении питкьярантской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье.— В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, вып. II. Изд-во ЛГУ, 1964.

- Робонен В. И. Новые данные по стратиграфии нижнего протерозоя б. Тунгудского района Карелии.— Тр. Карельск. фил-ла АН СССР. Матер. по геол. Карелии, 1958, вып. XI.
- Робонен В. И. Геосинклинальные формации Шуэзерского синклинория Восточной Карелии.— Изв. Карельск. и Кольск. фил-лов АН СССР, 1959, № 4.
- Саранчина Г. М. Нижнепротерозойские гранитоиды Приладожья.— В сб.: Петрология и формационное деления докембрия Русской платформы. (тез. докл.), Киев, «Наукова думка», 1966.
- Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья. Автореф. дис. ЛГУ, 1969.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Хейсканен К. И., Светов А. П. и Голубев А. И. Сумийско-сариолийский вулканогенно-осадочный (осадочно-вулканогенный) комплекс Центральной Карелии.— В сб.: Тез. докл. геологической межобластной конференции по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск.
- Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера (Западная Карелия).— Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. XXVI.
- Стенарь М. М. Геология карельских образований зоны Хедозеро — Большозеро — Кимасозеро (Западная Карелия). Автореф. канд. дис. ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П. и Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада, вып. 8. М., «Недра», 1966.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.— Л., «Наука», 1964.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я. и Раевская М. Б. Первая находка железистых кварцитов в докембрии Приладожья Карелии.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я. и Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельск. фил-ла АН СССР, вып. 5. Петрозаводск, «Карелия», 1970.
- Чернов В. М. и Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований западной Карелии.— Тр. Карельск. фил-ла АН СССР. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд., 1960, вып. XXVI.
- Eskola P. Hufvuddragen av Onega.— Kareliens geologi Teknikern, 1919, XXIX.
- Eskola P. Svekofennidit ja Karelidit Geologi, 1958, No. 9—10.
- Eskola P. Svekofennidit ja Karelidit II Geologi, 1959, No. 5.
- Mikkola T. Suomen Peruskallionikä Geologi, 1959, No. 3—4.
- Väyrynen H. Suomen Kallioperä. Helsingi, 1954.

Институт геологии
Карельского филиала АН СССР
Петрозаводск

Статья поступила
28 декабря 1971 г.

УДК 551.242.52 + 551.71 (477)

О. Б. ГИНТОВ

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ

В фундаменте юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы выявлены две гигантские (300—400 км в диаметре) кольцевые структуры. Основную роль в их формировании играли блоковые перемещения по дуговым разломам, которые оказывали влияние и на характер складчатости суперкристалльных толщ. В результате возникли кольцевые валы, состоящие из приподнятых блоков земной коры. В пределах валов обнажены древнейшие образования днестровско-бугской серии архея. Особенности строения кольцевых структур — наличие кольцевых валов и примыкающих к ним синклинальных трогов, асимметрия кольцевых валов, наличие кольцевых и дуговых разломов — позволяют высказать предположение о некотором их сходстве с малыми кольцевыми «морями» и крупными кратерами Луны.

КОЛЬЦЕВЫЕ АНОМАЛИИ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

В пределах Украинского щита и в примыкающих к нему районах юго-запада Восточно-Европейской платформы по геолого-геофизическим данным недавно выявлены крупные кольцевые структуры. Выделение их стало возможным благодаря составлению сводных карт аномального магнитного и гравитационного поля Украины и Молдавии, выполненному в последнее время Институтом геофизики АН УССР (Крутиховская, Пашкевич, 1968), трестом «Киевгеология» (под руководством автора) и Киевской экспедицией УкрНИГРИ (Бураковский, 1970).

На рис. 1 и 2 показан характер аномального магнитного и трансформированного гравитационного поля Волыно-Причерноморской Украины и Молдавии, свидетельствующий о кольцевом расположении определенной части положительных аномалий, образующих систему сдвоенных колец. Северное кольцо аномалий прослеживается восточнее и северо-восточнее Киева, севернее и северо-западнее Житомира, южнее и юго-западнее Винницы с центром, расположенным несколько восточнее линии Винница — Житомир. Его диаметр 350—400 км. Южное кольцо аномалий диаметром 300—350 км фиксируется восточнее Николаева, южнее Одессы и западнее Кишинева. Центр его располагается на линии Кишинев — Одесса.

Данные крупномасштабных геолого-съемочных и геофизических работ позволяют в настоящее время достаточно определенно судить о геологической природе большинства магнитных и гравитационных аномалий Украины. Это в свою очередь дает возможность сделать ряд интересных выводов о тектонических особенностях рассматриваемых кольцевых структур.

Основная часть аномалий магнитного и гравитационного поля, изображенных на прилагаемых рисунках, отражает особенности строения докембрийского фундамента и лишь в крайней южной части территории, на широте г. Измаила, аномалии субширотного простираются являются, возможно, результатом суммарного влияния докембрийского и фанерозойского фундаментов Скифской плиты. На основании изучения геолого-геофизических материалов Украинского щита и его склонов установлено

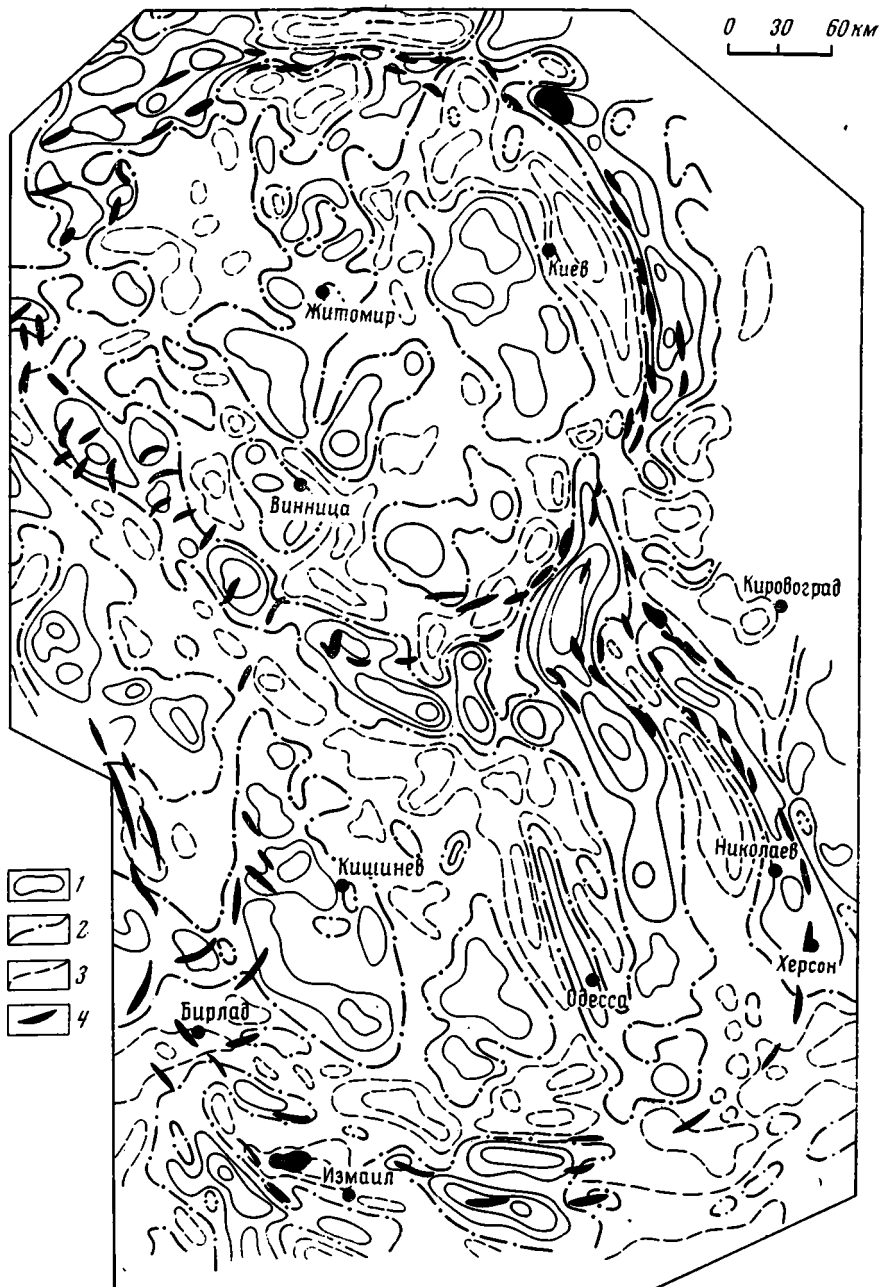


Рис. 1. Карта трансформированного гравитационного поля района Северной и Южной кольцевых структур
 Изолинии трансформированного гравитационного поля: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные, 4 — простираение осевых линий магнитных аномалий в пределах кольцевых валов

(Тяпкии, 1966; Собакарь, 1966; Гинтов, 1969, и др.), что региональные гравитационные максимумы этого района (к которым следует отнести и максимумы, образующие кольцевые структуры) отвечают древним приподнятым блокам земной коры, ограниченными глубинными разломами. Региональные минимумы приурочены к опущенным блокам. Величина гравитационных аномалий при этом прямо пропорциональна амплитуде

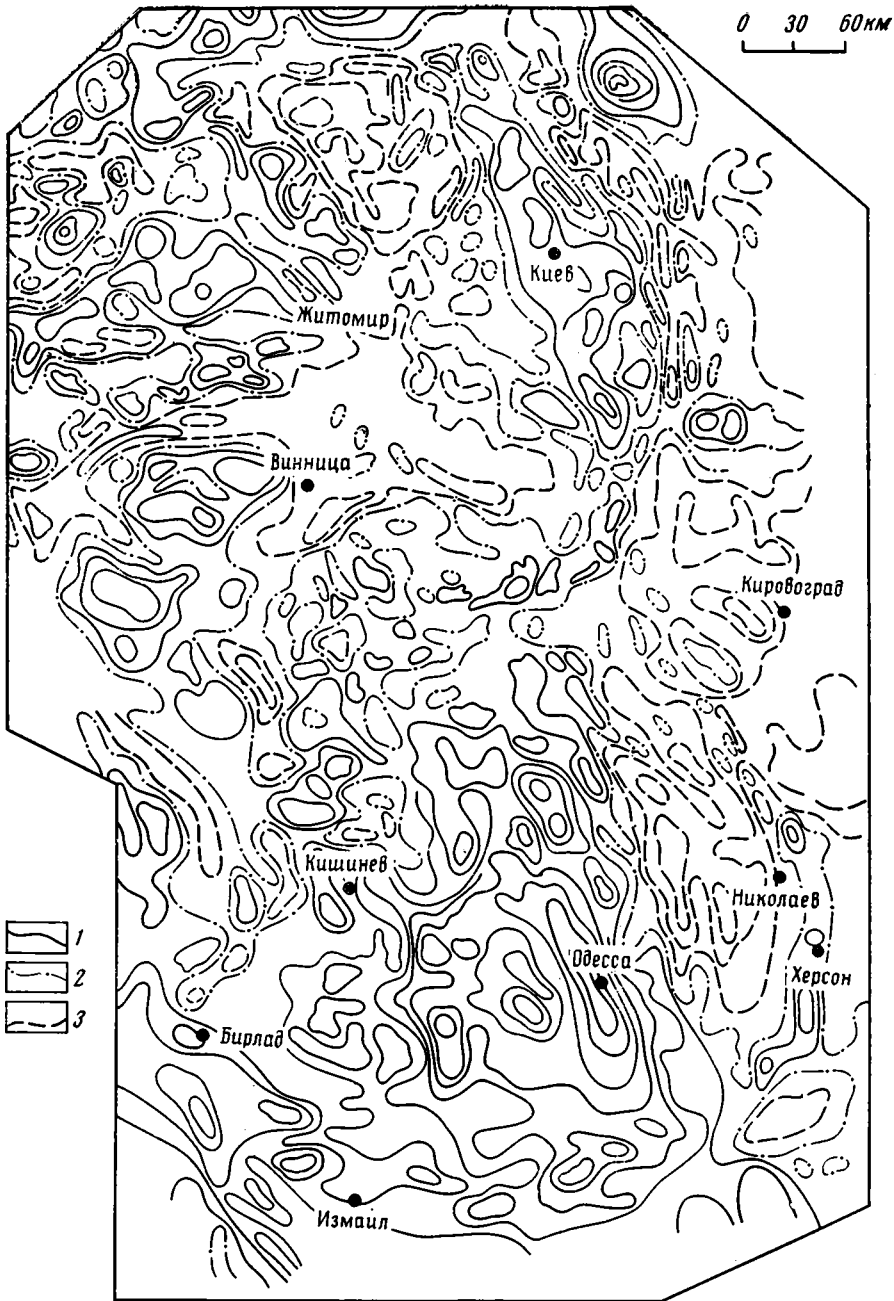


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля района Северной и Южной кольцевых структур.
Изодинамы Z_a , (ΔT)а: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные

перемещения блоков, которая достигает в некоторых случаях 5—6 км. Если принять такую зависимость, то можно думать, что обрамление описываемых кольцевых структур, названных нами Северной и Южной, почти целиком состоит из приподнятых блоков земной коры, соединяющихся в единую цепь, и образует **кольцевой вал**.

Значительная часть опущенных блоков земной коры рассматриваемого района объединяется в узкие линейные зоны, четко фиксируемые ли-

нейными региональными минимумами гравитационного поля. Ряд признаков — линейный характер опущенных участков, ограничение их глубинными разломами, относительно молодой возраст развитых здесь докембрийских образований и высокая степень их гранитизации, интенсивная складчатость — позволяет считать эти участки, как указывает В. А. Рябенко (1970), синклиналиными трогами. Подобно приподнятым блокам, часть синклиналиных трогов образует кольцевые пояса, примыкающие к кольцевым валам с внутренней стороны.

Гравитационные аномалии, отвечающие кольцевым валам, имеют ту особенность, что ограничивающие их зоны больших градиентов существенно различны с внутренней и внешней стороны. В первом случае градиенты выше, а сами внутренние зоны выражены значительно ярче и более четко отражают кольцевой характер Северной и Южной структур, чем внешние. Это указывает на асимметрию блоков, составляющих кольцевые валы.

Аномальное магнитное поле района имеет достаточно сложную геологическую природу. Положительные аномалии обусловлены широкой гаммой докембрийских образований от кислых (магнитоактивные гранитоиды и мигматиты) до ультраосновных пород. Отрицательные аномалии отвечают главным образом площадям развития немагнитных разностей гранитоидов, мигматитов и гнейсов, хотя наблюдаются случаи, когда в отрицательном магнитном поле вскрыты и крупные тела пород основного состава.

На этом фоне весьма примечательно, что цепочки положительных магнитных аномалий, составляющих обрамление рассматриваемых кольцевых структур, имеют совершенно определенную природу: они обусловлены телами пород основного состава и их метаморфизованных аналогов. Так, в северной части кольцевого обрамления Северной структуры положительные магнитные аномалии вызваны габброидами среднепротерозойского осницкого комплекса; аномалии восточных участков обрамления обеих структур (к востоку и юго-востоку от Киева, а также к северу и востоку от Николаева) обусловлены развитием архейских пироксен-плагноклазовых и биотит-пироксеновых гнейсов, являющихся, по мнению большинства исследователей, продуктом глубокого метаморфизма древнейших интрузивных и эффузивных пород основного состава. Локальные магнитные аномалии крайней южной части Южной кольцевой структуры (к востоку от Измаила) также, по всей видимости, отвечают интрузиям основных пород (Краснощек и др., 1966). Все это свидетельствует об интенсивной эффузивной и интрузивной активности основной магмы, проявлявшейся в различное время в пределах кольцевых валов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВОЗРАСТ СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Тектоническая карта фундамента Северной и Южной кольцевых структур (рис. 3) составлена на основе анализа материалов геологических и геофизических съемок Украины и Молдавии, а также известных тектонических карт и схем (Бабчук и др., 1966; Бондарчук, 1959; Бураковский и др., 1970; Рябенко, 1970; Чебаненко, 1966).

Многие из показанных на карте разломов и блоков известны из более ранних работ. За ними по возможности сохранены прежние наименования. В ряде случаев пришлось отступить от этого правила, поскольку положение в плане отдельных разломов изменено, а также в связи с тем, что некоторые из известных обширных «зон разломов» рассматриваются нами как узкие вытянутые грабен-синклинории (троги), ограниченные парами разломов. Например, известная Тальновская зона разлома (Бабчук и др., 1966) переименована в Богуславско-Уманский трог, ограниченный Мироновско-Джулинским и Тальновским разломами.

При рассмотрении представленной тектонической карты обращает на себя внимание широкое развитие кольцевых и дуговых глубинных разломов. К первым относится кольцевая система разломов, ограничивающая Коростенский опущенный блок. Дуговыми являются Суцано-Пержанский, Ядлов-Трактемировский, Тальновский, Братский, Дуговой, Корнештинский и другие разломы. Они ограничивают кольцевые валы Северной и Южной структур, которые охватывают значительную территорию Украинского щита и его склонов, Причерноморской впадины и отчасти Скифскую плиту, достигая на севере Припятьского грабена, а на юге о. Змеиного в Черном море. Обе гигантские кольцевые структуры соединяются так, что южная часть кольцевого вала Северной структуры является одновременно северной частью кольцевого вала Южной. Площадь, занимаемая ими, составляет около 200 тыс. км².

Кольцевой вал Северной структуры соединяющимися между собой Михайловским, Шаргородским, Крыжопольским, Бандуровским, Голованевским, Каневским и Осницким блоками. От внутрикольцевого пространства он резко отделен Суцано-Пержанским, Ядлов-Трактемировским, Тальновским, Ободовским и Хмельницким разломами, объединяющимися в единую кольцевую зону. Далее следует кольцевой пояс синклинальных трогов (Бориспольский, Богуславско-Уманский, Барский), сменяющийся ближе к центру относительно приподнятыми блоками — Фастовским, Гайсинским, Винницким, Бердичевским.

В пределах кольцевого вала и отчасти приподнятых блоков внутрикольцевого пространства Северной структуры развиты наиболее древние из известных в районе породы днестровско-бугской серии архея (Доброхотов, 1971) — пироксен-плагноклазовые гнейсы и кристаллические сланцы, в значительной степени преобразованные в чарнокиты и эндербиты. Они, как правило, слагают ядра антиклиналей и наиболее приподнятые блоки. В синклиналиях сохранились породы бугской и росинско-тикичской серий архей-нижнепротерозойского возраста. В бугской серии они представлены интенсивно гранитизированными биотит-пироксеновыми, гранат-биотитовыми, биотитовыми, графитовыми, силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, полевошпатовыми кварцитами, кальцифирами и железистыми кварцитами, среди которых значительное место занимают межпластовые интрузивные залежи основных и ультраосновных пород. Образование бугской серии смяты в линейные сжатые складки, часто располагающиеся на бортах небольших куполов (1—10 км в поперечнике), в ядрах которых выступают розовые пегматоидные аплитовые граниты и полимикматиты с реликтами тех же гнейсов. В росинско-тикичскую серию включаются аподиабазовые, апогаббро-диабазовые амфиболиты, параамфиболиты, магнетитовые кварциты, скарны, кальцифиры и биотит-плагноклазовые сланцы.

Породы днестровско-бугской и бугской серий первоначально были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, позднее породы бугской серии частично диафорированы в образования амфиболитовой фации. Образование росинско-тикичской серии прогрессивно метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Северо-западная часть кольцевого вала — Осницкий блок — сложена слабо изученными породами осницкого комплекса, относимого к среднему протерозою. Здесь развиты кератофиры, диабазы, кварцевые порфиры, гнейсы биотитовые и биотит-силлиманитовые, а также габбро, диориты (вировские), гранодиориты (осницкие), розовые граниты и аплиты (клевовские), розовые порфирировидные граниты (осницкие).

В опущенных блоках и синклинальных трогах в Северной структуре преимущественно распространены образования нижнепротерозойского структурного этажа — биотитовые, гранат-биотитовые, кордиерит-биотитовые гнейсы тетеревской и ингульской серий. Эти породы подвергались интенсивному метаморфизму и гранитизации, в результате чего в

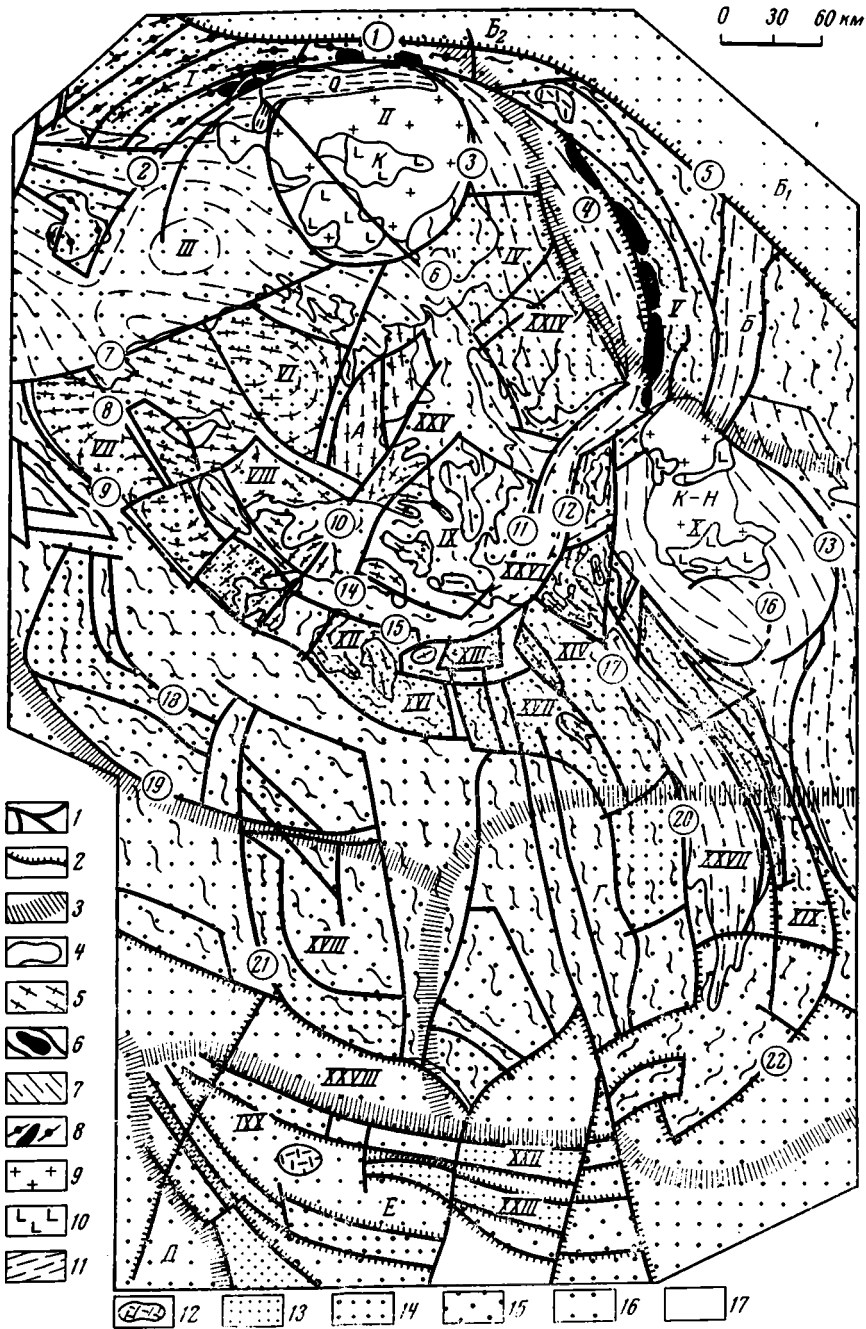


Рис. 3. Тектоническая карта района Северной и Южной кольцевых структур
 1 — разломы, перемещения по которым завершились в докембрии, 2 — разломы, перемещения по которым продолжались в фанерозое; 3 — границы основных геотектонических регионов; 4 — границы распространения докембрийских комплексов. Архейский структурный этаж: 5 — днестровско-бугская серия и подольский комплекс. Архей-нижнепротерозойский структурный этаж: 6 — бугская серия и связанный с ней комплекс гранитоидов и мигматитов (черное — приразломные интрузии габброидов, метаморфизованных до стадии пироксеновых гнейсов). Нижнепротерозойский структурный этаж: 7 — тетеревская и ингульская серии, кировоградско-житомирский комплекс. Среднепротерозойский структурный этаж: 8 — осницкий комплекс (черное — приразломные интрузии габброидов); 9 — гранитоиды коростенского комплекса, 10 — основные породы коростенского комплекса. Верхнепротерозойский структурный этаж; 11 — товручская серия. 12 — предполагаемые интрузивы или вулканоплутоны центрального

значительной мере преобразованы в розовые, розово-серые, серые граниты и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса. Процессы гранитизации в отдельных зонах синклиналичных трогов достигали степени магмообразования, приведшего к формированию небольших гранитных плутонов типа Уманского и Богуславского.

Для блоков с наиболее высоким уровнем эрозионного среза — Коростенского и Кировоградского (последний расположен за пределами Северной структуры) — характерно широкое развитие магматогенных пород среднепротерозойского коростенского комплекса, сформировавшегося в результате последовательного внедрения в приповерхностную часть консолидированного фундамента вначале основной (габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты; анортозиты), а затем кислой (граниты серые равномерно-зернистые, рапакиви и рапакивиподобные) магмы.

Южная структура образована двумя кольцевыми валами — внешним и внутренним. Внешний вал составлен Анновским, Херсонским, Вилковским и Болград-Килийским приподнятыми блоками, а внутренний — Кодымским, Любашевским, Голованевским (его южной частью), Саратовским и Кишиневским. Валы разделены депрессионной зоной, в которую входят Николаевский и Бырлад-Крыловский трогои.

Поскольку в пределах большей части Южной структуры докембрийский фундамент погружен на значительную глубину, о слагающих его комплексах пород приходится судить в основном по геофизическим данным. Последние свидетельствуют о том, что доминирующее положение здесь занимают породы бугской серии и соответствующие им ультраметаморфические образования. В наиболее приподнятых блоках кольцевых валов (Любашевский, Анновский) выступают, кроме того, породы днестровско-бугской серии и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса. В строении фундамента южной части внешнего кольцевого вала (Болград-Калийский и Вилковский блоки) участвуют породы как докембрийского, так и герцинского фундамента Скифской плиты.

Как видно из приведенных данных, наблюдается некоторая общая закономерность в распределении докембрийских комплексов в пределах главных элементов кольцевых структур: наиболее древние породы — архейские и архей-нижнепротерозойские — развиты в пределах кольцевых валов, тогда как ниже-, средне- и верхнепротерозойские образования преимущественно распространены в опущенных блоках и синклиналичных трогох. Эта закономерность нередко нарушается, так как блоки докембрийского фундамента находятся в весьма сложном соотношении с крупными складчатыми структурами: нередко подъем или опускание

типа. Уровень эрозионного среза блоков: 13 — наиболее низкий (наиболее приподнятые участки земной коры), 14 — низкий, 15 — средний, 16 — высокий, 17 — наиболее высокий (наиболее опущенные участки земной коры).

Разломы: (цифры в кружках): 1 — Припятский, 2 — Суцано-Пержанский, 3 — Кольцевая система разломов, 4 — Ядлов-Трактемировский, 5 — Краевой, 6 — Центральный, 7 — Тетеревский, 8 — Хмельницкий, 9 — Подольский, 10 — Шпиковский, 11 — Мироновско-Джулинский, 12 — Тольновский, 13 — Знаменский, 14 — Ильинский, 15 — Ободовский, 16 — Ново-Украинский, 17 — Первомайский, 18 — Коржеуцкий, 19 — Новоселицкий, 20 — Братский, 21 — Корнештинский, 22 — Дуговой.

Блоки: I — Осницкий, II — Коростенский, III — Новоград-Волынский, IV — Фастовский, V — Каневский, VI — Бердичевский, VII — Михайловский, VIII — Винницкий, IX — Гайсинский, X — Кировоградский, XI — Шаргородский, XII — Крыжопольский, XIII — Бандуровский, XIV — Голованевский, XV — Анновский, XVI — Кодымский, XVII — Любашевский, XVIII — Кишиневский, XIX — Херсонский, XX — Саратовский, XXI — Болград-Килийский, XXII — Вилковский, XXIII — Змеиный.

Троги: XXIV — Бориспольский, XXV — Немиров-Унгенский, XXVI — Богуславо-Уманский, XXVII — Николаевский, XXVIII — Бырлад-Крыловский.

Основные геотектонические регионы: А — Украинский щит и его склоны, Б — Днепро-ско-Донецкая впадина (Б₁ — Днепровский грабен, Б₂ — Припятский грабен), В — Приднестровский прогиб, Г — Причерноморская впадина, Д — Предкарпатский прогиб, Е — Скифская плита.

Некоторые специальные обозначения: О — Овручский синклинорий, К — Коростенский плутон, К — Н — Корсунь-Новомиргородский плутон, Я — Ятранский горст-антиклинорий

блока компенсируется амплитудой развивающихся в его пределах складчатых движений, которые могут иметь и обратную направленность.

Простираание складчатых структур докембрия исследуемого района подчеркивает существование крупных кольцевых структур. В пределах кольцевых валов и смежных поясов синклиналиных трогов осевые линии складок на большей части территории ориентированы в соответствии с обрамлением Северной и Южной структур. Во внутрикольцевом пространстве простираание складок в каждом отдельном случае определяется местными причинами — контурами крупных блоков и куполовидных структур. Совершенно очевидно, что различные направления докембрийской складчатости описываемой части Украинского щита нельзя, как это делалось ранее (Луцицкий, 1930; Семененко и др., 1960; Усенко, 1955, и др.), связывать с глобальными орогеническими циклами.

Сравнивая характер складчатых и разрывных нарушений района, нельзя не прийти к выводу, что главную роль в формировании Северной и Южной кольцевых структур Украины играли блоковые движения. Разломы, ограничивающие кольцевые валы, существовали еще до начала складкообразования древнейших пород днестровско-бугской серии. Это видно на примере сравнительно хорошо изученных Бандуровского блока и Ятранского горст-антиклинория, где осевые плоскости складчатых структур, сложенных гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, обычно разворачиваются вдоль Тальновского разлома, либо происходит замыкание складок на линии разлома.

Таким образом, если исходить из представления о Северной и Южной структурах как тектонических формах, имеющих самостоятельное значение и генетически единых, то можно заключить, что гигантские кольцевые структуры Украины существовали уже в архее. В последующем отдельные участки кольцевых валов испытывали неоднократные погружения, о чем свидетельствует залегание здесь ниже- и среднепротерозойских складчатых комплексов; однако, по-видимому, восходящие движения этих блоков возобновлялись и горст-антиклинорийный характер валов восстанавливался. Об устойчивости тектонических сил, формировавших кольцевые структуры, говорит унаследованный характер отдельных верхнепротерозойских и фанерозойских тектонических элементов. Так, верхнепротерозойский Овручский синклиний субширотного простираания сформировался на субширотном участке кольцевого пояса синклиналиных трогов Северной структуры, а северо-восточному участку ее кольцевого вала (Каневский блок) отвечает известное Остерско-Золотоношское поднятие мезозоя. Унаследованными от древних докембрийских поднятий являются, по всей видимости, палеозойские Болград-Кикийский и Вилковский блоки кольцевого вала Южной структуры¹.

СХОДСТВО КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ЛУННОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Представление о возможной однотипности развития поверхности Земли и Луны на ранней стадии их существования дает основание к сопоставлению описываемых гигантских кольцевых структур с лунными кольцевыми «морями» и кратерами. Ряд признаков помимо правильной кольцевой формы указывает на морфологическое сходство этих структур. Сюда следует отнести, во-первых, наличие кольцевых валов и относительно опущенного внутрикольцевого пространства — элементов,

¹ Участие Болград-Кикийского и Вилковского блоков в строении кольцевого вала Южной структуры ставит под сомнение их связь с Симферопольско-Евпаторийским поднятием Равнинного Крыма, предполагаемую некоторыми исследователями (Гаркаленко и др., 1969).

являющихся главным морфологическим признаком лунных кольцевых «морей» и кратеров эндогенного происхождения. Вторым важным признаком — тектонический характер валов большинства лунных «морей» и крупных кратеров, образованных всбросо-сбросовыми движениями по кольцевым и дуговым разломам (Фесенков, 1944; Хабаков, 1949; Bülov, 1957; Копал, 1968; Полная карта Луны, 1969; и др.). Природа кольцевых валов Северной и Южной структур также определяется в основном блоковыми движениями. Общим для кольцевых валов тех и других структур является их асимметрия, свойственная краевым поднятиям (кордильерам), с более резким ограничением со стороны внутри-кольцевых впадин. У многих кольцевых структур Луны наиболее опущены краевые участки внутрикольцевых пространств, на что указывал еще А. В. Хабаков (1949). Примером могут служить кратеры Марсенн, Пиккард, Гассенди, Гаусс, Гумбольдт на видимой и Жюлио Кюри, Королев, Ковалевская на обратной стороне Луны. Наличие у кольцевых структур докембрия Украины поясов синклинальных трогов, примыкающих к кольцевым валам с внутренней стороны, и также морфологически приближает их к лунным образованиям.

По своим размерам рассматриваемые структуры докембрия Украины значительно крупнее тех кольцевых тектоно-магматических структур Земли, которые обычно сравниваются с лунными образованиями (Авдеев, 1965; Томсон и др., 1968; Трифонов, 1969, и др.). Их диаметр приближается к диаметру малых кольцевых «морей» Луны — Моря Кризисов, Моря Нектара и Моря Влажности.

Автор отдает себе отчет в том, что морфологическое сходство гигантских кольцевых структур Украины с лунными образованиями не может еще служить достаточным доказательством общности их природы, учитывая существенную разницу в уровне развития земной и лунной коры, в частности, огромную роль геологических процессов, приведших к становлению «гранитного» слоя Земли, которых по сути не испытала кора Луны (Марков и Суханов, 1969). Не случайно, сравнивая лунные и земные кольцевые структуры, большинство исследователей используют в качестве земных аналогов лунных образований лишь структуры вулканических полей и вулкано-плутонических комплексов. Вместе с тем вполне допустимо, что мощные внутриземные процессы, приведшие к возникновению гигантских кольцевых структур типа лунных «морей» на ранней стадии развития нашей планеты, не прекратились и в более поздние геологические эпохи. В этом случае формирование структур еще молодого «гранитного» слоя под влиянием этих процессов могло в отдельных случаях напоминать образование «морей» и кратеров.

В заключение следует упомянуть о целой группе крупных (до 800 км в поперечнике) овальных и изометричных архейских структур, описанных недавно Л. И. Салопом (1971) под названием «гнейсовых складчатых овалов» и имеющих широкое распространение на Алданском, Канадском, Южно-Африканском и других щитах. Несмотря на то, что в настоящий момент трудно судить об общности или различии причин, приводящих к формированию этих и описанных нами структур, все же необходимо указать на некоторые принципиальные различия в строении тех и других. Во-первых, в образовании гнейсовых складчатых овалов главную роль играли, по Л. И. Салопу, процессы складчатой деформации, метаморфизма и гранитизации в условиях весьма значительной пластичности материала. В становлении же Северной и Южной кольцевых структур, как было показано выше, основная роль принадлежит движениям по глубинным разломам, а процессы гранитизации и складкообразования при всей их значительности развивались в рамках формирующихся блоков, испытывая влияние дуговых разломов. Во-вторых, гнейсовым складчатым овалам свойственна куполовидная форма в

блока компенсируется амплитудой развивающихся в его пределах складчатых движений, которые могут иметь и обратную направленность.

Простираание складчатых структур докембрия исследуемого района подчеркивает существование крупных кольцевых структур. В пределах кольцевых валов и смежных поясов синклинальных трогов осевые линии складок на большей части территории ориентированы в соответствии с обрамлением Северной и Южной структур. Во внутрикольцевом пространстве простираание складок в каждом отдельном случае определяется местными причинами — контурами крупных блоков и куполовидных структур. Совершенно очевидно, что различные направления докембрийской складчатости описываемой части Украинского щита нельзя, как это делалось ранее (Луцицкий, 1930; Семененко и др., 1960; Усенко, 1955, и др.), связывать с глобальными орогеническими циклами.

Сравнивая характер складчатых и разрывных нарушений района, нельзя не прийти к выводу, что главную роль в формировании Северной и Южной кольцевых структур Украины играли блоковые движения. Разломы, ограничивающие кольцевые валы, существовали еще до начала складкообразования древнейших пород днестровско-бугской серии. Это видно на примере сравнительно хорошо изученных Бандуровского блока и Ятранского горст-антиклинория, где осевые плоскости складчатых структур, сложенных гиперстен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, обычно разворачиваются вдоль Тальновского разлома, либо происходит замыкание складок на линии разлома.

Таким образом, если исходить из представления о Северной и Южной структурах как тектонических формах, имеющих самостоятельное значение и генетически единых, то можно заключить, что гигантские кольцевые структуры Украины существовали уже в архее. В последующем отдельные участки кольцевых валов испытывали неоднократные погружения, о чем свидетельствует залегание здесь ниже- и средне-протерозойских складчатых комплексов; однако, по-видимому, восходящие движения этих блоков возобновлялись и горст-антиклинорийный характер валов восстанавливался. Об устойчивости тектонических сил, формировавших кольцевые структуры, говорит унаследованный характер отдельных верхнепротерозойских и фанерозойских тектонических элементов. Так, верхнепротерозойский Овручский синклиний субширотного простираания сформировался на субширотном участке кольцевого пояса синклинальных трогов Северной структуры, а северо-восточному участку ее кольцевого вала (Каневский блок) отвечает известное Остерско-Золотоношское поднятие мезозоя. Унаследованными от древних докембрийских поднятий являются, по всей видимости, палеозойские Болград-Кикийский и Вилковский блоки кольцевого вала Южной структуры¹.

СХОДСТВО КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ЛУННОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Представление о возможной однотипности развития поверхности Земли и Луны на ранней стадии их существования дает основание к сопоставлению описываемых гигантских кольцевых структур с лунными кольцевыми «морями» и кратерами. Ряд признаков помимо правильной кольцевой формы указывает на морфологическое сходство этих структур. Сюда следует отнести, во-первых, наличие кольцевых валов и относительно опущенного внутрикольцевого пространства — элементов,

¹ Участие Болград-Кикийского и Вилковского блоков в строении кольцевого вала Южной структуры ставит под сомнение их связь с Симферопольско-Евпаторийским поднятием Равнинного Крыма, предполагаемую некоторыми исследователями (Гаркаленко и др., 1969).

являющихся главным морфологическим признаком лунных кольцевых «морей» и кратеров эндогенного происхождения. Вторым важным признаком — тектонический характер валов большинства лунных «морей» и крупных кратеров, образованных всбросо-сбросовыми движениями по кольцевым и дуговым разломам (Фесенков, 1944; Хабаков, 1949; Bülov, 1957; Копал, 1968; Полная карта Луны, 1969; и др.). Природа кольцевых валов Северной и Южной структур также определяется в основном блоковыми движениями. Общим для кольцевых валов тех и других структур является их асимметрия, свойственная краевым поднятиям (кордильерам), с более резким ограничением со стороны внутри-кольцевых впадин. У многих кольцевых структур Луны наиболее опущены краевые участки внутрикольцевых пространств, на что указывал еще А. В. Хабаков (1949). Примером могут служить кратеры Марсенн, Пиккард, Гассенди, Гаусс, Гумбольдт на видимой и Жюлио Кюри, Королев, Ковалевская на обратной стороне Луны. Наличие у кольцевых структур докембрия Украины поясов синклиналиных трогов, примыкающих к кольцевым валам с внутренней стороны, и также морфологически приближает их к лунным образованиям.

По своим размерам рассматриваемые структуры докембрия Украины значительно крупнее тех кольцевых тектоно-магматических структур Земли, которые обычно сравниваются с лунными образованиями (Авдеев, 1965; Томсон и др., 1968; Трифонов, 1969, и др.). Их диаметр приближается к диаметру малых кольцевых «морей» Луны — Моря Кризисов, Моря Нектара и Моря Влажности.

Автор отдает себе отчет в том, что морфологическое сходство гигантских кольцевых структур Украины с лунными образованиями не может еще служить достаточным доказательством общности их природы, учитывая существенную разницу в уровне развития земной и лунной коры, в частности, огромную роль геологических процессов, приведших к становлению «гранитного» слоя Земли, которых по сути не испытала кора Луны (Марков и Суханов, 1969). Не случайно, сравнивая лунные и земные кольцевые структуры, большинство исследователей используют в качестве земных аналогов лунных образований лишь структуры вулканических полей и вулкано-плутонических комплексов. Вместе с тем вполне допустимо, что мощные внутриземные процессы, приведшие к возникновению гигантских кольцевых структур типа лунных «морей» на ранней стадии развития нашей планеты, не прекратились и в более поздние геологические эпохи. В этом случае формирование структур еще молодого «гранитного» слоя под влиянием этих процессов могло в отдельных случаях напоминать образование «морей» и кратеров.

В заключение следует упомянуть о целой группе крупных (до 800 км в поперечнике) овальных и изометричных архейских структур, описанных недавно Л. И. Салопом (1971) под названием «гнейсовых складчатых овалов» и имеющих широкое распространение на Алданском, Канадском, Южно-Африканском и других щитах. Несмотря на то, что в настоящий момент трудно судить об общности или различии причин, приводящих к формированию этих и описанных нами структур, все же необходимо указать на некоторые принципиальные различия в строении тех и других. Во-первых, в образовании гнейсовых складчатых овалов главную роль играли, по Л. И. Салопу, процессы складчатой деформации, метаморфизма и гранитизации в условиях весьма значительной пластичности материала. В становлении же Северной и Южной кольцевых структур, как было показано выше, основная роль принадлежит движениям по глубинным разломам, а процессы гранитизации и складкообразования при всей их значительности развивались в рамках формирующихся блоков, испытывая влияние дуговых разломов. Во-вторых, гнейсовым складчатым овалам свойственна куполовидная форма в

разрезах, связанная с поднятием крупных масс реоморфизованного материала земной коры, причем градиент восходящего движения увеличивался от периферии к центру складчатого овала. У Северной и Южной структур, напротив, наиболее приподнятыми оказываются кольцевые валы, т. е. периферические участки.

Рассмотренные особенности гигантских кольцевых структур Украины позволяют заключить, что в данном случае мы имеем дело со своеобразным типом докембрийских дислокаций, не нашедшим пока еще должного освещения в литературе по тектонике древних платформ.

Литература

- Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геология, 1965, № 10.
- Бабчук Ф. Г. и др. Тектонічна структура Українського щита (за геолого-геофізичними даними).— Геол. ж. АН УССР, 1966, т. 26, вып. 4.
- Бондарчук В. Г. Геология Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Бураковский В. Е. Анализ потенциальных полей с целью изучения глубинного геологического строения Центрального Причерноморья. Автореф. канд. дис., Ин-т геол. наук, Киев, 1970.
- Бураковский В. Е. и др. Тектоническая карта УССР и МССР.— Геол. ж. АН УССР, 1970, т. 30, вып. 5.
- Гаркаленко И. А. и др. Геофизические исследования и тектоника Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Гинтов О. Б. Структура докембрия Голованевской зоны Украинского щита (на основе структурно-геофизического метода). Автореф. канд. дис., Ин-т геол. наук, Киев, 1969.
- Доброхотов М. Н. Стратиграфия докембрия Украинского щита и его основные структурные этажи.— В сб.: Проблемы геологии докембрия, «Наукова думка», Киев, 1971.
- Копал З. Топография Луны.— В сб.: Фигура Луны и проблемы лунной топографии. М., «Наука», 1968.
- Краснощек А. Я. и др. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18. «Наукова думка», Киев, 1966.
- Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Карта аномального магнитного поля Украинской ССР.— Докл. АН УССР, 1968, сер. Б., № 11.
- Луцицкий В. И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы.— Бюл. Моск. о-ва. Испыт. природы, 1930, т. 8, № 3—4.
- Марков М. С., Суханов А. Л. Некоторые общие закономерности развития структур Луны и особенности ее геологической истории.— В кн.: Проблемы геологии Луны. М., «Наука», 1969.
- Полная карта Луны. Ред. Ю. Н. Липский. М., «Наука», 1969.
- Рудич К. Н. Магматизм хребта Сарычева. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4.
- Семенов Н. П., Ивантишин М. Н., Бурксер Е. С. Основные данные по геохронологии Украинского кристаллического массива. Тр. VI сес. Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Собакарь Г. Т. Признаки разрывных нарушений в геофизических полях областей неглубокого залегания кристаллического фундамента. Геофиз. сб. АН УССР, Киев, «Наукова думка», 1966, вып. 16.
- Томсон И. Н., Хомак Ю. А., Хорошилов Л. В. Кольцевые структуры Земли и Луны (опыт сравнительного планетологического исследования).— Сов. геология, 1968, № 9.
- Трифонов В. Г. Сравнение форм лунного рельефа с земными вулканическими образованиями.— В кн.: Проблемы геологии Луны. М., «Наука», 1969.
- Тяпкин К. Ф. Про інтерпретацію гравітаційних ступенів на щиті.— Докл. АН УССР, 1966, сер. Б, № 5.
- Усенко І. С. Про стратиграфію Українського щита.— Геол. ж. АН УССР, 1955, т. 15, вып. 4.
- Фесенков В. Г. Космогония солнечной системы. Изд-во АН СССР, 1944.
- Хабаров А. В. Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. М., Географиз, 1949.
- Чебаненко І. І. Розломна тектоніка України. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Bülow K. V. Tektonische Analyse der Mondrinde. Geologie, 1957, N. 6/7, Oktober, Berlin.

УДК 551.242.52

Н. А. КРЫЛОВ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Рассматривается неравномерность развития структурных элементов чехла молодых платформ. Отмечается ускоренное формирование большинства структур в начале мезозойско-кайнозойского тектоно-седиментационного цикла и новая активизация в развитии структур во второй половине цикла.

Термин «молодая платформа» был предложен Н. С. Шатским (1938), правомерность его и содержание понятия подробно обоснованы А. Л. Яншиным (1965).

Молодые или эпипалеозойские платформы образовались в самом конце палеозоя и в мезозое на месте различных палеозойских и частично позднедокембрийских складчатых областей. Их фундамент сложен сложноподислоцированными и в различной степени метаморфизованными геосинклинальными формациями палеозоя и допалеозоя.

Платформенный чехол по характеру слагающих его формаций и типу структур отличается от фундамента и обнаруживает принципиальное сходство с осадочным чехлом древних платформ. Чехол эпипалеозойских платформ начал формироваться неодновременно на всех молодых платформах. На большей части их территории он начинается юрскими отложениями. Наиболее древними породами, входящими в состав чехла на некоторых молодых платформах, являются нижнепермские (северные районы Западно-Европейской платформы, западная часть Восточно-Австралийской).

Хотя собственно платформенная стадия развития молодых платформ охватывает только мезозойскую и кайнозойскую эры (включая иногда, кроме того, частично или полностью пермский период), структура их чехла характеризуется не меньшей сложностью, чем структура чехла древних платформ, существовавших и развивавшихся в течение гораздо более длительного отрезка геологического времени (Гарецкий и др., 1963; Крылов, 1971).

С целью выяснения особенностей тектонического развития в течение платформенной стадии был проведен анализ истории формирования большого числа платформенных структур эпипалеозойских плит юга СССР и обобщены имеющиеся в литературе данные о формировании структурных элементов на других плитах. При этом автора особенно интересовал вопрос о закономерностях развития структурных элементов чехла во времени, о кинематике структурной дифференциации молодых платформ.

Помимо анализа истории формирования конкретных структур определенный интерес в этом вопросе представляют анализ вертикальных формационных рядов чехла молодых платформ и данные о магматических проявлениях в платформенную стадию развития.

Формации молодых платформ имеют обычно широкое латеральное распространение и не контролируются границами отдельных структур. Вертикальные формационные ряды отражают в связи с этим процесс тектонического развития крупных территорий, включающих не только

ряд структурных элементов чехла, но и прилегающие к эпипалеозойским плитам щиты.

Выявляется существенное сходство вертикальных формационных рядов различных, удаленных друг от друга районов молодых платформ, которое проявляется и в наборе формаций, и в порядке смены их в разрезе.

В основании чехла обычно располагаются терригенные (чаще паралические угленосные или пестроцветные) автохтонные формации, карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнисто-терригенные формации занимают среднее положение, венчают формационные ряды терригенные, иногда пестроцветные аллохтонные формации (Крылов, 1970).

Эта общая закономерность строения формационных рядов отражает наличие одного крупного тектонического цикла (ритма) в развитии молодых платформ с последовательным расширением трансгрессий в первую половину и последовательным развитием регрессий во вторую. Эта важная особенность в развитии молодых платформ находит яркое подтверждение и в палеогеографическом анализе. Последовательное расширение суммарных площадей осадконакопления достигало своего максимума на Западно-Европейской платформе в поздне меловую эпоху (Жинью, 1952), в Предкавказье (Мирчинк и др., 1963) и на Туранской плите (Крылов и др., 1966) — в позднэоценовое время и т. д., после чего начинается развитие регрессии.

Мезозойско-кайнозойский тектоно-седиментационный цикл первого порядка (мегацикл) развивался не синхронно на разных молодых платформах: начавшись в различные моменты конца палеозоя и начала мезозоя, он достиг своей переломной точки в разное время.

С другой стороны, обращает на себя внимание резкая «асимметрия» мезозойско-кайнозойского цикла: его первая половина, характеризующаяся последовательным расширением площадей общих погружений, охватывает значительно больший отрезок геологического времени, чем вторая — регрессивная.

Распределение неустойчивых аллотигенных компонентов в терригенных породах по разрезу чехла молодых платформ оказывается довольно сложным, однако максимальное относительное содержание полевых шпатов, обломков пород и других неустойчивых компонентов обычно наблюдается в базальных терригенных формациях и сокращается вверх по разрезу, а затем иногда вновь увеличивается в самых молодых терригенных формациях. Это указывает на то, что начальные и конечные этапы мезозойско-кайнозойского мегацикла характеризовались не только максимальными площадями областей поднятия и денудации, но и наибольшими скоростями разрушения материнских пород, переноса и накопления новых толщ, т. е. максимальными скоростями тектонических движений.

На фоне этого мегацикла выявляются циклы более низкого порядка. С ними связано наблюдающееся во многих формационных рядах повторение одноименных формаций. Цикличность второго порядка выражена в строении формационных рядов слабее, чем мезозойско-кайнозойский мегацикл. Примеры полного отражения в разрезе циклов второго порядка немногочисленны (триас Западно-Европейской платформы, юра в юго-восточных районах Туранской плиты). Чаще верхняя или нижняя часть цикла второго порядка имеет неполное развитие или даже отсутствует.

Цикличность еще более низкого порядка выражена в особенностях строения отдельных формаций. Наиболее ярким примером такой внутриформационной цикличности может служить цехштейновая формация Западно-Европейской платформы.

Большое значение цикличности в развитии платформы придавал С. Н. Бубнов (1960). Он, в частности, предложил разделение цикла на

шесть фаз: эмерсию, первую и вторую трансгрессии, инундацию, дифференциацию и регрессию. Первые четыре фазы соответствуют первой половине цикла — времени последовательного расширения погружений; две последующие фазы: дифференциация и регрессия — второй, регрессивной части цикла. Предложенным делением цикла на фазы в некоторых случаях удобно пользоваться. Однако положение С. Н. Бубнова о синхронности циклов развития не может быть принято.

Анализ мощностей стратиграфических подразделений чехла с учетом фациальных изменений позволяет непосредственно изучить кинематику (т. е. изменение скорости развития) конкретных платформенных структурных элементов в пределах молодых плит.

Развитие структур чехла молодых платформ представляет собой длительный процесс, растянутый иногда на всю платформенную стадию.

Это относится в первую очередь к крупным структурным элементам — сводам, впадинам, системам прогибов и системам поднятий. Длительное, многоэтапное формирование характерно и для подавляющего большинства средних по масштабу структур — валов, прогибов и соизмеримых с ними тектонических элементов. Примеры длительного развития крупных и средних структур отражают приводимые графики (рисунок). Наконец, и для мелких структур чехла молодых платформ — локальных поднятий более характерным является длительное, так сказать «многофазное» формирование (Наливкин и др., 1965, и др.).

Относительный рост структур не был равномерным. Это видно на приводимых графиках относительного роста структур (прироста амплитуд), где скорость формирования структурных элементов отражена в наклонах кривых роста. На фоне длительного, иногда непрерывного развития структур выделяется один, а иногда два-три этапа ускоренного роста.

Этапы ускоренного и замедленного роста тектонических элементов в целом асинхронны. Действительно, для приведенных в качестве примера структур этапами ускоренного развития являлись ранне- и среднеюрский, юрский, альбский, поздне меловой, олигоценно-раннемиоценовый, неогеново-четвертичный этапы (см. рисунок). Если бы мы привлекли для анализа дополнительные примеры, то встретились бы с новыми ускоренными этапами, которые в совокупности охватывали бы весь мезозой и кайнозой.

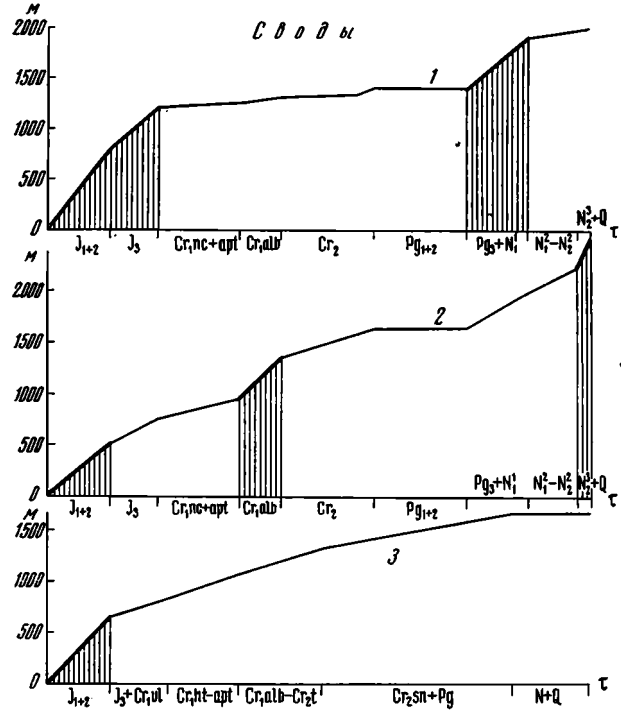
Вместе с этим для большинства структур этапом наиболее интенсивного формирования был начальный этап платформенной стадии (ранне- и среднеюрский или юрский на большей части плит Центрально-Евразийской платформы, позднепермский или позднепермско-триасовый на Западно-Европейской платформе и на Мизийской плите и т. д.).

Это видно на приводимых в качестве примера графиках. Для всех 11 рассматриваемых крупных и средних структур Центрально-Евразийской платформы юрский или ранне- и среднеюрский этапы оказались этапами ускоренного развития, а для 7—6 из этих структур начальный этап явился этапом максимальной скорости роста.

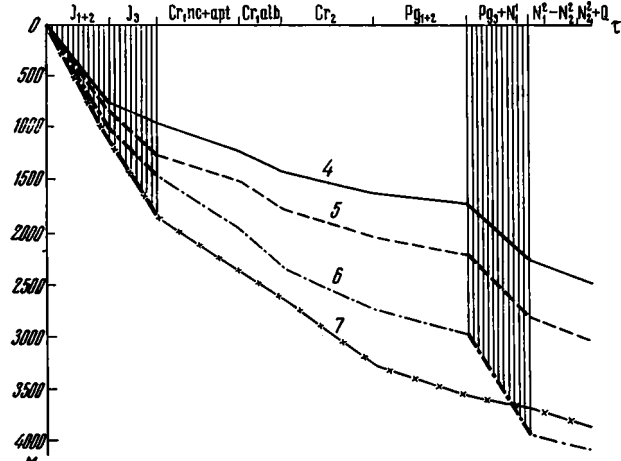
Многочисленные примеры наиболее интенсивного развития структурных элементов Туранской плиты и Предкавказья в юрское время приведены в работе К. Н. Кравченко (1972).

Большая скорость роста в самые начальные этапы платформенной стадии и последовательное снижение его интенсивности во времени, вплоть до середины мезозойско-кайнозойского мегацикла, характерны прежде всего для подавляющего большинства крупных структурных элементов чехла — сводов, впадин и крупных линейных структур, широко развитых на молодых платформах. Этой же закономерности подчиняется и большинство структур среднего масштаба, хотя здесь имеются исключения. Это видно и на приведенных здесь графиках. Еще

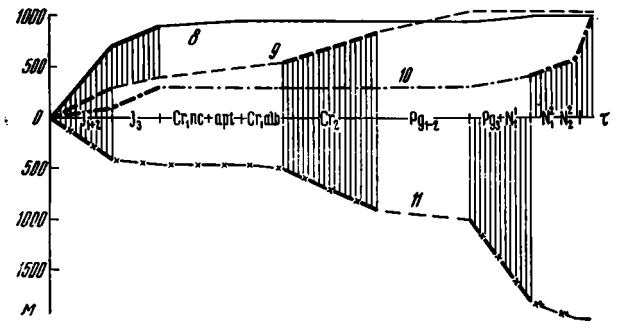
165 J Cr₁ 100 Cr₂ 70 Pg₁₊₂ 40 Pg₃ 25 N₁ N₂+Q
 J₁₊₂ J₃ Cr₁nc+apt alb Cr₂ Pg₁₊₂ Pg₃+N₁ N₁²-N₂² N₂²+Q



Прогибы
Северо-Туркменской системы прогибов



Некоторые структуры второго порядка



Графики относительного роста некоторых структурных элементов молодых платформ (Утолщенными линиями кривых приращения относительных амплитуд и штриховкой отмечены этапы ускоренного развития структур). 1 — Центрально-Каракумский свод относительно Дарьялык-Дауданского прогиба; 2 — Ставропольский свод относительно Гуддипловского, Чернолесского и Беломечетского прогибов (осреднено); 3 — Нижневартовский свод относительно депрессий, сопряженных с ним с востока и запада; 4 — Асаке-Ауданский прогиб; 5 — Дарьялык - Дауданский прогиб; 6 — Жазгурлинский прогиб; 7 — Заунгузский прогиб; 8 — Чарджоуский выступ относительно смежных прогибов (осреднено); 9 — Каневско-Березанский вал относительно Ейского прогиба; 10 — Газлинский выступ относительно Рометанского и Тузкойского прогибов (осреднено); 11 — Барсаяльмесский прогиб относительно Айбугирского и Теренгдуковского поднятий (осреднено)

большее число отклонений от этой закономерности отмечается для истории формирования мелких дислокаций — локальных структур.

Новый этап ускорения роста структур и увеличения интенсивности тектонической дифференциации намечается в некоторых районах молодых платформ во второй половине мезозойско-кайнозойского мегацикла развития.

Эту активизацию развития испытывают 8 структур из 11, взятых в качестве примера (см. рисунок). Второй этап увеличения скорости формирования структурных элементов чехла отмечается в восточных районах Туранской плиты в олигоценово-антропогеновое время; с ним связано интенсивное формирование целого ряда средних по масштабу структур — Газлинского и Каганского выступов, Тузкойского, Рометанского и Ямбашинского прогибов и др. В западной части Туранской плиты активизация процесса структурной дифференциации относится к олигоцену и особенно к раннему миоцену; с этим этапом связано резкое воздымание, сопровождавшееся размывом палеоцен-эоценовых, верхнемеловых и более древних отложений, на Центрально-Каракумском своде, на Мангышлакской и Центрально-Устюртской системах поднятий, на Туаркырском и Карашорском валах, а также интенсивное прогибание, сопровождавшееся накоплением мощных толщ майкопской свиты, в пределах прогибов — Сегендыкского, Жазгурлинского, Ассаке-Ауданского, Дарьялык-Дауданского, Барса-Кельмесского и др. В Центральном Предкавказье в олигоценово-антропогеновое время и особенно в позднеплиоценово-антропогеновый этап резко активизируется развитие Ставропольского свода и осложняющих его структур. В северных районах Западной Сибири интенсификация структурной дифференциации относится к послечеганскому этапу (олигоцен — антропоген). В восточных районах Западно-Европейской платформы активизация отмечается в конце позднего мела — начале палеогена; с этим этапом здесь связано интенсивное формирование выступа Гарца, Субгерцинской и Тюрингской впадин, структур Поморо-Куявского «вала» и др. В западных районах Западно-Европейской платформы интенсификация тектонических движений относится к третичному периоду и особенно к олигоцену; с этим этапом связан, в частности, основной этап формирования Верхне-Рейнского грабена и аналогичных структур.

В соответствии с особенностями формирования во времени различных структурных элементов чехла молодых платформ происходит и развитие разломов, большая часть которых возникала или приобрела максимальную амплитуду в самом начале платформенной стадии или во вторую половину мезозойско-кайнозойского мегацикла. Это четко выявляется для Туранской плиты и Западно-Европейской платформы, где разломы чехла широко развиты и относительно хорошо изучены.

На Западно-Европейской платформе особенно интенсивно проявились относительно молодые разломы, связанные с общей активизацией структурной дифференциации во второй половине мегацикла. Это позднемеловые разломы герцинского (северо-западного) простиранения в восточных районах платформы и преимущественно олигоценовые — рейнского (север-северо-восточного) в западной части платформы. Эти разломы имеют весьма древнее, видимо, допалеозойское заложение, и ко второй половине мезозойско-кайнозойского мегацикла относятся по существу их резкая активизация.

На Туранской плите широко развиты разломы юрского заложения или интенсивного развития в юрское время. Это крупнейшие ступенеподобные разломы Бухаро-Хивинской области (Бабаев и др., 1962), разломы, отделяющие Центрально-Устюртскую систему поднятий от депрессий Южного и Северного Устюрта и многие другие. Мел и большая часть палеогенового времени были здесь этапом резкого ослабления формирования разломов. В кайнозойское время происходит активизация некоторых древних и возникновение новых разломов (Рыжков и др., 1965).

Однако этой закономерности подчиняется именно большинство разломов. На фоне ее наблюдается целый ряд исключений. Примером таких исключений могут служить юрские разломы, ограничивающие Гифхорнский, Нижне-Саксонский и другие аналогичные прогибы в Северо-Германской впадине, Канелевский позднемеловой разлом в Западном Предкавказье. Формирование этих разрывов (впрочем, так же как и структур, которые они сопровождают) происходит в середине первой половины мезозойско-кайнозойского мегацикла.

Активизация в развитии структур эпипалеозойских платформ, проявившись асинхронно в разных районах, обычно весьма точно совпадает в каждой области с моментом смены максимальных по площади трансгрессий постепенно развивающимися регрессиями, т. е. серединой мезозойско-кайнозойского мегацикла развития. С некоторой долей условности эту активизацию структур можно назвать кайнозойской.

В проявлении кайнозойской активизации можно указать два типа. Для одних районов усиленный рост структур растягивается на всю вторую половину мегацикла (восточные районы Туранской плиты, западная часть Западно-Европейской платформы), для других — интенсивная тектоническая дифференциация проявляется только в течение непродолжительного этапа (олигоцен — ранний миоцен в западных районах Туранской плиты, конец мела — начало палеогена в восточных районах Западно-Европейской платформы), соответствующего началу второй половины мезозойско-кайнозойского цикла.

Кайнозойская активизация, проявившись не повсеместно, имела в отдельных районах большое значение. С этапом этой активизации связан в ряде случаев резкий прирост амплитуды структур, а иногда и возникновение новых структур. С ним же связаны и наиболее значительные перестройки структурного плана молодых платформ. В некоторых районах в кайнозое интенсивно формировались именно новообразованные структуры, тогда как элементы древнего заложения практически не обновлялись (Крылов, 1969).

Для отдельных областей кайнозойская активизация привела к качественному изменению молодой платформы, к превращению ее в постплатформенную орогеническую область.

Иногда обнаруживается связь кинематики структур чехла с фазами циклов второго порядка: активизация роста структур происходит так же в начальные и заключительные этапы циклов.

Это можно, например, отметить для юрского цикла второго порядка на Туранской плите. Здесь, в частности, намечается активизация в формировании целого ряда структур в конце юры, совпадающая иногда с преднеокомским перерывом осадконакопления (Крылов, Мальцева, 1967). Начальные фазы юрского цикла совпадают с началом мегацикла, поэтому выявить связь ускоренного роста структур с началом цикла второго порядка здесь невозможно. Отдельные крупные структуры Туранской плиты, например Центрально-Каракумский свод, обнаруживают относительно ускоренное развитие в начале и конце мелового цикла второго порядка — в неокоме и конце сенона.

Однако в целом связь кинематики крупных структурных элементов чехла с фазами циклов второго порядка выступает менее четко. Большую зависимость от цикличности второго порядка обнаруживает формирование мелких структур чехла — локальных поднятий, но на них мы не будем специально останавливаться.

Магматические проявления на молодых платформах имеют существенное распространение. Основное значение здесь имеет эффузивный магматизм, интрузии как основного, так и гранитоидного состава встречаются гораздо реже.

Рассматривая молодые платформы в целом, не удастся наметить какие-либо единые временные этапы усиления магматической деятель-

ности. Но для каждой отдельной молодой платформы устанавливаются два главных этапа вулканизма: начальный, приуроченный к самым первым этапам формирования чехла и соответственно к началу мезозойско-кайнозойского мегацикла, и второй, начинающийся в эпоху смены максимальных по широте трансгрессий постепенно прогрессирующими общими воздыманиями территории молодой платформы, и обычно растянутый на всю вторую половину мегацикла.

В начальный этап формировались покровы основных и средних пород и их туфы, связанные территориально с зарождающимися впадинами.

Для второго этапа активизации характерны главным образом основные щелочные эффузивы, приуроченные к крупным поднятиям внутри платформ или зонам перехода молодых платформ к областям океанизации земной коры. Во всех случаях здесь очень четко выступает пространственная связь излияний с крупными разломами, активизировавшимися во вторую половину мезозойско-кайнозойского мегацикла.

И благодаря отклонениям от общей схемы, а главным образом из-за асинхронности мегациклов развития, в пределах молодых платформ Земли невозможно выделить единые временные этапы относительной активности и тектонического покоя. При отсутствии единых этапов в общей геохронологической шкале для различных молодых платформ последние обычно обнаруживают приблизительную синхронность основных фаз мегацикла и этапов активизации и относительного покоя со смежными альпийскими геосинклинальными областями. Эта синхронность, однако, не может быть истолкована как следствие непосредственного механического влияния тектонических напряжений в альпийском подвижном поясе на прилегающие платформы, поскольку пространственная связь проявлений кайнозойской активизации молодых платформ с Альпийским подвижным поясом выражена крайне нечетко, а в ряде случаев совершенно отсутствует.

Весьма убедительный пример в этом отношении представляет активизация тектоники в начале неогена в пределах кряжа Карпинского. Зона проявления активизации удалена от области альпийской складчатости на 300—350 км и отделена от последней зонами, где кайнозойская активизация не проявилась. Действительно, между структурами кряжа Карпинского, сформированными главным образом в период от конца эоцена до начала позднего плиоцена, и складчатой областью Большого Кавказа в пределах Восточного и Западного Предкавказья развиты преимущественно мезозойские погребенные структуры, а кайнозойские горизонты образуют региональные моноклинали.

В аналогичном положении находятся и северные районы Западно-Сибирской плиты, где существенное значение имела кайнозойская активизация.

Итак, вся собственно платформенная стадия развития молодых платформ представляет собой единый тектонический мегацикл развития.

Наибольшая интенсивность тектонической дифференциации молодых платформ относится к начальным этапам мезозойско-кайнозойского мегацикла развития, к фазе мегацикла, которую С. Н. Бубнов назвал эмерсией. В этот период наблюдается наиболее интенсивный относительный рост большинства структур чехла эпипалеозойских плит, наибольшая скорость поднятий в пределах выступов складчатого фундамента и активная эффузивная деятельность на некоторых молодых платформах.

С течением времени (фазы I трансгрессии, II трансгрессии и инундации) происходит снижение тектонической активности молодых платформ. В этот период происходит последовательное уменьшение размаха тектонических движений, сокращение скорости роста конкретных струк-

турных элементов, ослабление поднятий щитов и других выступов палеозойского фундамента, ослабление магматической деятельности.

Вторая половина мезозойско-кайнозойского мегацикла с момента смены максимальных трансгрессий постепенно развивающимися регрессиями характеризуется новой активизацией тектонической жизни молодых платформ, которая проявляется повсеместно, но в ряде областей имела большое значение для формирования современного структурного плана. С этой кайнозойской активизацией связано новое усиление магматизма. Кайнозойская активизация в одних районах охватила только фазу дифференциации (по терминологии С. Н. Бубнова), а в других кроме того и заключительную фазу мезозойско-кайнозойского мегацикла — регрессию.

Такова общая схема тектонического развития молодых платформ в течение платформенной стадии, на фоне которой отмечается значительное число отклонений, особенно в отношении кинематики отдельных структур. Частично эти отклонения связаны с накладывающимся влиянием цикличности второго порядка.

Литература

- Бабаев А. Г. и др. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана.— *Новости нефт. и газ. техники, геология*, 1962, № 3.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е. и Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты.— *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, 1963, вып. 92.
- Жинъю М. Стратиграфическая геология. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Кравченко К. Н. Особенности прогибания и формирования региональных структур юга СССР в мезокайнозое.— В сб.: *Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии*. Тр. ВНИГНИ, 1972.
- Крылов Н. А. Характер перестроек структурного плана в процессе развития молодых платформ.— *Геотектоника*, 1969, № 4.
- Крылов Н. А. Формационные ряды чехла молодых платформ.— В сб.: *Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ*. М., «Наука», 1970.
- Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971.
- Крылов Н. А., Мячина М. Н., Тимохина И. И. и Филина Н. Ф. История развития запада Средней Азии в мезокайнозое.— В кн.: *Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР*. М., «Наука», 1966.
- Крылов Н. А. и Мальцева А. К. Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1967.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И. и Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванцова В. В., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сверчков Г. П., Черников К. А. и Шаблинская Н. В. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., «Недра», 1965.
- Рыжков О. А., Давлятов Ш. Д., Екшибаров С. В., Зуев Ю. Н., Федотов Ю. А. Альпийская тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности Узбекистана.— В сб.: *Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности*. М., «Наука», 1965.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1938, № 5—6.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: *Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности*. М., «Наука», 1965.

УДК 551.24.05 + 552.16

Ю. В. МИЛЛЕР

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНАЛЬНО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Структурная эволюция подавляющего большинства регионально метаморфизованных комплексов закономерно сопряжена с региональным метаморфизмом и подчиняется закономерностям деформационного цикла. Наиболее отчетливо вырисовывающаяся особенность деформационного цикла — смена радиальных движений, преобладающих на первом этапе деформации, тангенциальным сжатием второго этапа отражает, по-видимому, общую закономерность эволюции геосинклинальных областей. В регионально метаморфизованных комплексах эта закономерность осложняется локально проявляющимися радиальными движениями, развивающимися на фоне тангенциального сжатия и выражающимися в становлении куполовидных структур второго и более поздних этапов деформации.

Накопившийся в настоящее время богатый фактический материал, касающийся последовательности развития структурных форм сложно дислоцированных толщ, позволяет наметить некоторые общие черты структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов и их основные структурные отличия от геосинклинальных образований, не испытавших регионального метаморфизма.

На протяжении последних десятилетий высказывались многие важные положения, касающиеся последовательности развития структурных форм сложно дислоцированных комплексов. Еще Б. Зандер (Sander, 1948) обратил внимание на то, что очень часто оси наложенных складок располагаются субперпендикулярно, если не относительно каждой складки ранней генерации, то во всяком случае относительно всей системы ранее сформированных складок в целом, чем положил начало многолетней дискуссии о поперечных складках. Позднее Дж. Дьюи (Dewey, 1966), одним из первых предпринявший капитальное исследование *kink*-зон, пришел к заключению, что эти специфические структурные формы «...развиваются на поздней стадии структурной истории орогенных систем», после того как складчатая структура уже сформировалась. Многие исследователи отмечали на ранних стадиях структурной эволюции регионально метаморфизованных толщ развитие лежащих изоклинальных складок и высказывали самые различные предположения относительно причин, приведших к их образованию (Wood, 1963; Эз, 1970; Fyson, 1971, и др.). Е. И. Паталаха (1969) первым увидел общую закономерность в ранее неоднократно наблюдавшемся наложении линейных складок на брахискладки и подчеркнул, что эти последовательно развивающиеся структурные формы «...исторически представляют собой два основных этапа развития покровной складчатости геосинклинального типа».

Важным шагом на пути к систематизации представлений о закономерной смене развития одних структурных форм другими явилась работа В. Л. Дука. На примере структурной эволюции центральной части Алданского щита В. Л. Дук (Глебовицкий и др., 1971) показал, что последовательно развивающиеся структурные формы, отвечающие одному тектонометаморфическому циклу, представлены рядом, начинающимся со склад-

чатых форм, свидетельствующих о высокой пластичности пород, и завершающимся зонами вторичного расщепления, системами трещин и разрывов, указывающими на жесткую реакцию пород на внешние силы. Такой нисходящий ряд структурных форм рассматривается В. Л. Дуком как структурное выражение цикла складчатости на уровнях, отвечающих условиям регионального метаморфизма.

В. Физон (Fyson, 1971) также констатировал закономерное падение пластичности пород в ходе деформационного процесса и распространил эту закономерность на все складчатые комплексы, независимо от проявления в них процессов регионального метаморфизма. На основе обобщения обширного фактического материала по многим складчатым поясам мира он пришел к выводу, что лежащие складки, развивающиеся на ранней стадии структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов, предшествуют развитию складок с крутыми осевыми поверхностями. Эта же мысль, но в более осторожной форме, была высказана В. В. Белоусовым, отметившим, что при наложении складок нескольких генераций «довольно обычен случай, когда складки первой генерации изоклинальны и лежачи, а складки второй генерации открыты и осевая поверхность их близка к вертикальной» (Белоусов, 1971, стр. 221).

Закономерная смена пластических деформаций жесткими находит подтверждение в большинстве работ, направленных на выяснение последовательности развития структурных форм сложно деформированных комплексов. В то же время остается недоказанным, чему соответствует такой полный нисходящий ряд структурных форм — циклу или фазе складчатости. Во всяком случае можно констатировать, что структурные формы, отвечающие одной фазе складчатости, также характеризуются нисходящим рядом — от складчатых форм до трещин и разрывов. Поэтому в отношении таких нисходящих рядов структурных форм глубоко эродированных метаморфических комплексов лучше отказаться от термина «цикл складчатости» и заменить его понятием «деформационный цикл», оставив открытым вопрос о том, какому по значимости тектоническому событию он отвечает. Забегая вперед, отметим, что нам представляется более обоснованным рассматривать деформационный цикл как структурное выражение фазы складчатости.

Анализ результатов структурных исследований последних десяти лет, проводившихся в Советском Союзе и за рубежом, а также исследования автора в Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Южном и Восточном Забайкалье, Южном Урале Юго-Западном Памире, Центральной Карелии показали, что структурная эволюция подавляющего большинства метаморфических комплексов протекает по принципиально близкой схеме. Все многообразие наблюдаемых в настоящее время структур метаморфических комплексов (если говорить о наиболее существенных их особенностях) определяется в первую очередь тем, что разные комплексы завершили складчатую эволюцию на разных этапах деформационного цикла и испытали складчатость одного или нескольких циклов. В настоящей статье сделана попытка наметить общую картину деформационного цикла, которому подчиняется развитие структуры большинства регионально метаморфизованных комплексов, и показать отличия такого цикла от соответствующей схемы развития структуры неметаморфизованных складчатых сооружений.

Первый этап деформации большинства регионально метаморфизованных комплексов приводит к развитию полого ориентированной кристаллизационной сланцеватости S_1 , которая в большинстве случаев совпадает с напластованием и лишь на отдельных сравнительно небольших участках отвечает осевым поверхностям лежащих складок (таблица, I этап, А). В целом сланцеватость S_1 образует со слоистостью, а точнее, с зеркалом складок, изгибающих слоистость, острый угол, величина которого, как правило, невелика (Миллер и др., 1973).

Степень зрелости структуры	Этапы деформации	Преобладающая ориентировка осей	Линейные структуры	Куполовидные структуры
Незрелая структура	Первый этап	Равильное сжатие		
Зрелая структура	Второй этап	Тангенциальное сжатие		
	Третий этап	Тангенциальное или радиальное сжатие		

Первые три этапа складчатой деформации регионально метаморфизованных комплексов. S_0 — слоистость; S_1, S_2, S_3 — сланцеватость первого, второго и третьего этапов деформации соответственно; F_1, F_2, F_3 — складки первого, второго и третьего этапов деформации соответственно; γ — граниты.

Всякая регионально развитая кристаллизационная сланцеватость, так же как и осевые поверхности складок продольного изгиба, фиксирует положение плоскости сплющивания, т. е. плоскости, перпендикулярной главному сжимающему напряжению (Рамберг, 1961; Ажгирей, 1967; Паталаха, 1970; Белоусов, 1971; Roberts, Stromgard, 1972, и др.). На первом этапе деформации плоскость сплющивания располагается субгоризонтально, но все-таки в общем случае сечет под малым углом слоистую текстуру. При этом не наблюдается, как можно было бы ожидать, повсеместное косое расположение сланцеватости относительно слоистости. Доминирует не кажущееся, а действительное полное совпадение сланцеватости с напластованием. И лишь на небольших участках зеркало складок, изгибающих слоистость, образует со сланцеватостью угол, близкий к прямому. По-видимому, такие соотношения плоскостных текстур типичны для слоистой, механически неоднородной среды при малом угле меж-

ду поверхностями физического раздела (слоистость) и плоскостью сплющивания (сланцеватость).

Система древней сланцеватости S_1 образует волнистую поверхность, на фоне которой выступают относительно пологие, антиклинальные, часто куполовидные складки (таблица, I этап, Б). Синклинали играют подчиненную роль, и форма их в большинстве случаев определяется контурами смежных поднятий. Такая поверхность интерпретируется нами как результат неравномерных радиальных движений в условиях начальной стадии общего воздымания, а сама система сланцеватости S_1 — как структурное выражение инверсии на уровнях, отвечающих условиям регионального метаморфизма. О преобладании радиальных движений на первом этапе деформации свидетельствует пологое, в целом субгоризонтальное положение сланцеватости S_1 , отвечающей плоскости сплющивания.

Примером структур, сформировавшихся преимущественно на первом этапе деформации, могут служить изучавшиеся автором пологие куполовидные складки, сложенные метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации и мигматизированными верхнеархейскими образованиями хангарульской серии (Южное Забайкалье). Широко развиты структуры первого этапа, по-видимому, в слабометаморфизованных рифейских отложениях Енисейского кряжа (Петров, 1966, 1971) и в ядре Новозеландского антиклинория (Wood, 1963). Чаще структуры, отвечающие первому этапу, встречаются в реликтах среди систем линейных складок второго этапа деформации. Такая картина наблюдается в ядре Уралтаусского антиклинория, в Агинском массиве (Миллер и др., 1973), в центральной части Мамского синклинория (Великославинский и др., 1963), в каледонидах западной Норвегии (Bryhni, 1962).

В условиях дальнейшей складчатой эволюции пологие куполовидные структуры первого этапа деформации, образованные древней сланцеватостью, в большинстве случаев полностью перерабатываются последующей складчатостью. Мелкие складки F_1 затушевываются, искажаются и устанавливаются лишь в редких обнажениях, но древняя сланцеватость S_1 , почти повсеместно параллельная слоистости, обычно сохраняется и хорошо наблюдается в замках складок второго этапа.

Второй этап деформации характеризуется развитием структур, свидетельствующих о резком преобладании тангенциального сжатия. Ранее возникшая система кристаллизационной сланцеватости S_1 сминается в крупные складки F_2 , сначала пологие лотом все более крутые и выдержанные по простиранию (таблица, II этап, А), постепенно переходящие в линейные, часто совершенно изоклиналильные со своей системой сланцеватости S_2 (таблица, II этап, Б). Нередко новая сланцеватость S_2 развита весьма интенсивно. При этом ранее возникшие плоскостные и линейные элементы почти повсеместно, за исключением замков F_1 и F_2 , располагаются параллельно S_2 . Такие сложные складчатые структуры, являющиеся результатом двух этапов складчатой деформации, нередко принимаются за моноклинали, что приводит ко многим грубым ошибкам и, в частности, к заведомо неверной оценке мощностей регионально метаморфизованных толщ.

Когда складки F_2 достигают определенной стадии сжатости, деформация изгиба переходит в деформацию сплющивания (Mead, 1940), что приводит к перемещению материала параллельно осевым поверхностям и нередко сопровождается развитием вторичной ундуляции шарниров (таблица, II этап, Б). Это явление неоднократно отмечалось во многих регионально метаморфизованных комплексах (Шерман, 1969; Судовиков и др., 1970; Миллер, 1970; Миллер и др., 1973) и нашло объяснение с теоретических и экспериментальных позиций (Bhattacharjy, 1958).

В краевых частях складчатых поясов нередко наблюдается опрокидывание крупных изоклиналильных складок F_2 в сторону относительно ста-

бильных участков (таблица, II этап, В). Такая картина установлена в Северных и Южных Аппалачах, Гималаях, на южном побережье Гренландии, в Приладожье, на Памире. Специальные структурные исследования показывают, что эти крупные лежачие, как правило, совершенно изоклиналильные складки изгибают раннюю кристаллизационную сланцеватость, т. е. заведомо не относятся к складкам первого этапа деформации. Часто складки F_2 являются доминирующими складчатыми структурами, находят отражение на геологических картах и рассматриваются в качестве единственных систем складок регионально метаморфизованных комплексов.

Третий этап деформации может развиваться как при радиальном, так и при тангенциальном сжатии. Характер проявления складчатых структур этого этапа сильно зависит также от морфологии ранее сформировавшихся складок второго этапа — степени их сжатости, положения осевых плоскостей (прямые, опрокинутые, лежачие), интенсивности развития сланцеватости S_2 . Все это приводит к большому разнообразию структур, отвечающих третьему этапу.

В большинстве случаев складки F_3 более мелкие, чем складки второго этапа. Для них не характерно интенсивное развитие сланцеватости осевой плоскости. Обычно параллельно осевым поверхностям развит кливаж или вообще не возникает новых плоскостных элементов.

При радиальном сжатии часто развиваются мелкие лежачие складки, изгибающие крутые крылья складок F_2 (таблица, III этап, А). Шарниры этих складок обычно субпараллельны шарнирам F_2 . Развитием таких складок завершилась складчатая эволюция протерозойских образований корниловской свиты в Южном Прибайкалье, каледонид Западной Швеции (Zachrisson, 1969) и Шотландского нагорья (Helm et al., 1963), а также некоторых других регионально метаморфизованных комплексов. В федоровской серии Алданского щита такие лежачие складки F_3 также широко развиты, но складчатая эволюция на этом не кончилась (Глебовицкий и др., 1971).

В условиях тангенциального сжатия обычно развиваются складки с крутыми осевыми поверхностями, поперечные или диагональные относительно F_2 (таблица, III этап, Б). Такого типа складки F_3 , более или менее интенсивно развитые, известны во многих регионально метаморфизованных комплексах (Судовиков и др., 1970; Миллер, 1970₁; Norman, 1968; Helm, 1969; Park, 1970). Часто это мелкие складки, выраженные лишь слабой волнистостью, как это имеет место, например, в породах слюдянской серии (Шерман, 1969). Значительно реже складки F_3 , поперечные относительно F_2 , достигают размеров, сопоставимых со складками F_2 (Горлов, 1967). Следует отметить, что в обширной литературе, посвященной проблеме поперечной складчатости, чаще всего рассматриваются соотношения между складками F_2 и F_3 .

Крупные опрокинутые или лежачие изоклиналильные складки F_2 на третьем этапе деформируются открытыми складками с крутыми осевыми поверхностями и шарнирами, обычно занимающими субпараллельное положение относительно шарниров F_2 (таблица, III этап, В). Такие соотношения складок F_3 с F_2 детально изучены в Аппалачах (Freedman et al., 1964; Osberg, 1965).

Со складками F_4 приходится сталкиваться редко, поскольку лишь немногие комплексы достигают четвертого этапа в условиях складчатой деформации. Все известные нам примеры складок четвертого этапа — результат тангенциального сжатия в условиях сравнительно низкой пластичности пород. В большинстве случаев это крупные открытые складки с крутыми осевыми поверхностями. Простиране складок F_4 в большинстве случаев совпадает с простиранем главных складчатых структур, сформировавшихся в течение второго этапа. Реже складки F_4 оказываются диагональными относительно F_2 , как, например, в докембрии Се-

верной Шотландии (Tobisch, 1967). Нередко по осевым плоскостям F_4 развивается кливаж, реже — кристаллизационная сланцеватость. Вероятно, распространены и многие другие формы проявления складчатости четвертого этапа, не получившие до сих пор достаточного отражения в геологической литературе.

Немногочисленные упоминания о развитии на пятом этапе единого деформационного цикла складчатых структурных форм позволяют прийти к заключению, что складки F_5 , характеризующие самые поздние стадии складчатой эволюции регионально метаморфизованных комплексов, являются результатом деформации относительно жестких образований, что свидетельствует о переходе от пластических деформаций к разрывным.

Параллельно с повсеместно развитыми линейными складчатыми структурами, определяющими общее структурное состояние комплекса, происходит становление куполовидных структур, сильно осложняющих относительно простые линейные складки.

Куполовидные структуры формируются на всех стадиях складчатой эволюции регионально метаморфизованных комплексов. Характер этих структур определяется в первую очередь тем, с каким этапом деформации связано становление купола. Следует оговориться, что под куполовидными структурами нами понимаются существенно пликативные структуры, близкие к изометрическим в плане, развивающиеся в результате радиальных движений. Относительно простые купола, формирующиеся на первом этапе деформации, были рассмотрены выше (таблица, I этап, Б). Значительно более сложной складчатой структурой характеризуются купола, становление которых связано со вторым этапом деформационного цикла. Эти купола окаймляются складками F_2 , при этом часто наблюдается более или менее отчетливо выраженное опрокидывание осевых поверхностей складок F_2 в сторону купола (таблица, II этап, Г). В ядрах куполов, становление которых связано с первым и вторым этапами деформации, могут обнажаться древние граниты, гранито-гнейсы или суперкрупные образования различного состава, принадлежащие нижнему структурному ярусу и несущие следы древней структуры, в той или иной степени переработанной купольными деформациями. В качестве примера купола, заложившегося на втором этапе деформации, можно привести Центрально-Алданскую структуру. В ее ядре обнажаются породы верхнеалданской серии, отделенные от вышележащих образований федоровской серии структурным несогласием и переработанные федоровскими деформациями (Глебовицкий и др., 1971). Иногда ядра куполов представлены блоками глубоко гранитизированных и дислоцированных пород основания, испытавшими в процессе становления этих структур повторную складчатую деформацию, совместную с породами верхнего структурного яруса, как это имеет место в Северном Приладожье (Судовиков и др., 1970).

С более поздними этапами деформационного цикла связаны диапировые купола, становление которых, по-видимому, в значительной степени определяется внедрением тел позднеинтраскладчатых гранитоидов. Такие купола деформируют систему сжатых или изоклинальных складок второго этапа, иногда осложненных складками третьего, а в некоторых случаях и четвертого этапов деформации (таблица, III этап, Г). Эти структуры, отвечающие поздней стадии структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов, описаны в Южной Финляндии, Северном Приладожье (Судовиков и др., 1970), южном обрамлении Алданского щита (Судовиков и др., 1965).

Переход к жестким деформациям, знаменующим конец деформационного цикла, может произойти на любой стадии этапа складчатой деформации. В породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, после складчатых деформаций обычно развиваются

зоны вторичного рассланцевания, системы трещин и разрывов. В зеленосланцевых комплексах развитию систем трещин, как правило, предшествуют *kink*-зоны — эти специфические деформации, переходные от пластических к жестким. Часто структурные формы конца деформационного цикла являются отражением тех же сил, которые привели к становлению последней системы складок, но только в условиях жесткой реакции пород.

Деформационный цикл закономерно сопряжен с процессами регионального метаморфизма. Обычно первый, а в ряде случаев первый и второй этапы деформации протекают синхронно с наиболее высокотемпературным метаморфизмом, проявившимся в пределах данного цикла. По мере дальнейшего развития деформационного цикла температура регионального метаморфизма понижается. Заключительные этапы цикла обычно или вообще не сопровождаются метаморфизмом, или совпадают с регрессивными низкотемпературными метаморфическими преобразованиями. В то же время известны случаи, когда к концу цикла температура регионального метаморфизма понижается незначительно. Так, например, первый деформационный цикл федоровской серии Алданского щита целиком протекал в условиях гранулитовой фации. В результате сланцеватость S_1 развивалась в условиях высокотемпературной гранулитовой фации, а по зонам вторичного рассланцевания, сформировавшимся на заключительном этапе цикла, развиты минералы низкотемпературной гранулитовой фации (Глебовицкий и др., 1971).

Значительно реже начало и в то же самое время кульминация регионального метаморфизма сопряжены с тангенциальным сжатием второго этапа деформации и находят выражение в развитии системы кливажа или сланцеватости, отвечающей крутым осевым поверхностям складок F_2 . Сланцеватость, развитая в таких условиях, обычно отличается крайней неравномерностью развития, часто переходит в кливаж скальвания или разлома (Ажгирей, 1967) и лишь в редких случаях в образовании ее принимает участие все вещество породы, что характерно для «настоящей» кристаллизационной сланцеватости. Метаморфические преобразования, начавшиеся в условиях тангенциального сжатия второго этапа деформации, обычно весьма низкотемпературные — как правило, не достигают высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев и часто рассматриваются как результат динамометаморфизма (Паталаха, 1970).

Комплекс, характеризующиеся такими соотношениями метаморфизма со складчатостью, по-видимому, в вертикальной зональности занимают положение промежуточное между породами, испытавшими «нормальный» региональный метаморфизм, начавшийся в условиях радиальных движений первого этапа, и неметаморфизованными образованиями.

Рассмотренная схема развития деформационного цикла ни в коем случае не может рассматриваться в качестве окончательно установленной и неизменной для всех регионально метаморфизованных комплексов. Нет сомнения, что в дальнейшем она будет уточняться, и, возможно, подвергнется принципиальным изменениям и дополнениям. Уже сейчас известны значительные отклонения от описанной последовательности развития структурных форм. Многие исследователи не находят складок F_1 и указывают на полное и повсеместное совпадение древней сланцеватости со слоистостью. В некоторых случаях вслед за сланцеватостью S_1 развиваются складки, по морфологии и ориентировке в пространстве весьма близкие складкам F_1 , иногда со своей системой кристаллизационной сланцеватости (Wood, 1963; Teisseyre, 1970; Audren, Cogné, 1972). Системы крупных складок, пересекающихся под углом, близким к прямому, обычно отвечающие складкам F_2 и F_3 , иногда обнаруживают признаки одновременного развития, как это имеет место, например, в архее Кении (Saggerson et al., 1960). В некоторых комплексах развиты складки F_3 , отвечающие условиям как радиальных, так и тангенциальных движений

(таблица, III этап, А, Б), при этом складки, отражающие тангенциальное сжатие, являются более поздними. Наконец, некоторые комплексы развивались по схемам, вообще трудно сопоставимым с рассмотренной ниже наиболее распространенной последовательностью развития структурных форм.

Описанная схема развития деформационного цикла находит подтверждение преимущественно в толщах, впервые испытывающих складчатую деформацию. Повторные циклы, накладывающиеся на предварительно деформированные и метаморфизованные породы, часто не соответствуют рассмотренной схеме, что, вероятно, объясняется спецификой развития деформаций в толщах, уже испытавших складчатость и метаморфизм.

В тех случаях, когда в начале наложенного цикла развивается система пологой сланцеватости, дальнейшая структурная эволюция протекает согласно обычной схеме. Но первый этап деформации наложенных циклов не всегда приводит к становлению пологой сланцеватой текстуры и часто вообще не находит структурного выражения. В этом случае последующие этапы складчатой деформации проявляются наиболее интенсивно лишь на тех участках, где имели место благоприятно ориентированные плоскостные элементы, чем объясняется крайняя структурная дифференциация таких комплексов. Нередко второй этап деформации наложенных циклов, связанный с тангенциальным сжатием, выражается в развитии крутой системы кристаллизационной сланцеватости (Миллер, 1970), кливажа (Maxwell, 1962) или систем трещин (Шерман, 1969). Не менее искаженными могут оказаться и последующие этапы складчатой деформации. Только жесткие деформации, завершающие цикл, проявляются в повторных циклах не менее отчетливо, чем в первичных.

Последний этап, которым завершилась складчатая деформация единого деформационного цикла, определяет уровень структурной организации метаморфического комплекса или зрелость складчатой структуры. Для грубой оценки степени структурной организации регионально метаморфизованных комплексов кажется целесообразным подразделять структуры на незрелые, зрелые и высокой степени зрелости. К незрелым следует относить структуры, сформированные преимущественно в результате первого этапа деформации. В качестве зрелых удобно рассматривать структуры, отвечающие второму и третьему этапам — в эту категорию попадает большинство регионально метаморфизованных толщ. К структурам высокой степени зрелости можно отнести структуры, в которых нашли отражение складки четвертого этапа и выше. Наконец, особо следует выделять полициклические структуры, являющиеся результатом складчатых деформаций двух или нескольких деформационных циклов.

Определение зрелости складчатой структуры имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку нормальный стратиграфический разрез выгодно устанавливать на участках незрелой структуры, где последовательность залегания стратиграфических единиц значительной мощностью практически не нарушена. Опыт структурных и литологических исследований докембрийских толщ Восточного Забайкалья показал, что в зрелых структурных комплексах сохраняются на отдельных участках структуры, сформировавшиеся главным образом на первом этапе деформации, благоприятные для стратиграфических построений.

Степень зрелости складчатой структуры является важнейшей структурной характеристикой любого регионально метаморфизованного комплекса. Естественно, встает вопрос, какими геотектоническими факторами определяется зрелость структуры? Найти на этот вопрос удовлетворительный ответ пока что не удастся. Можно лишь констатировать отсутствие прямой связи между зрелостью структуры и степенью регионального метаморфизма, проявлением процессов ультраметаморфизма, возрастом метаморфического комплекса.

Структурная эволюция неметаморфизованных геосинклинальных комплексов несколько отличается от эволюции регионально метаморфизованных образований. Во-первых, в неметаморфизованных породах радиальные движения первого этапа деформации выражаются только в развитии брахискладок. Мелкие лежачие складки, столь характерные для первого этапа деформации, протекающего синхронно с региональным метаморфизмом, в неметаморфизованных породах не образуются. Иногда участки развития брахискладок сохраняются в ходе последующей складчатости (Плюснин, 1962; Паталаха, 1969, 1970), но в большинстве случаев они нацело перерабатываются линейными складками второго этапа, и структурные признаки радиальных движений утрачиваются полностью. Этим неметаморфизованные комплексы отличаются от регионально метаморфизованных, в которых структурные признаки первого этапа — древняя кристаллизационная сланцеватость (S_1) и мелкие лежачие складки (F_1) — как правило, сохраняются.

Другая важная особенность неметаморфизованных складчатых комплексов заключается в том, что для них в подавляющем большинстве случаев характерно развитие только брахискладок первого и линейных складок второго этапов. Проявление складчатых структур третьего этапа деформации — большая редкость. Можно привести лишь единичные примеры неметаморфизованных толщ, достигших третьего этапа складчатой деформации в пределах единого деформационного цикла (Zwart, 1964; Fyson, 1966). Деформационные циклы неметаморфизованных толщ, представленные четырьмя этапами складчатой деформации, нам неизвестны. Таким образом, неметаморфизованные породы, как правило, испытывают сокращенное структурное развитие по сравнению с метаморфическими комплексами. Другими словами, в то время как на уровнях, отвечающих условиям регионального метаморфизма, может возникнуть очень сложная структура, несущая признаки многократного проявления складчатых деформаций, на верхних уровнях складчатого сооружения в неметаморфизованных образованиях обычно формируется система складок, сохраняющих признаки лишь однократного смятия. Но в породах неметаморфизованных такие системы складок, как известно, являются результатом одной фазы складчатости. Следовательно, если сделанные сопоставления верны, рассмотренный деформационный цикл регионально метаморфизованных комплексов также соответствует всего лишь фазе, а не циклу складчатости, как предполагалось ранее (Глебовицкий и др., 1971).

Следующей отличительной особенностью неметаморфизованных складчатых сооружений является отсутствие куполовидных структур, соответствующих второму — четвертому этапам деформации. По-видимому, эти структуры развиваются только на уровнях, отвечающих условиям регионального метаморфизма, а в верхних этажах геосинклинальных сооружений не проявляются.

Наконец, неметаморфизованные породы обнаруживают целый ряд менее существенных структурных отличий от пород, деформированных в условиях регионального метаморфизма. Сюда относятся ограниченное развитие изоклинальных складок, мелких складчатых форм многих порядков будинажа и некоторые другие второстепенные особенности.

Отмеченные отличия структурной эволюции неметаморфизованных складчатых сооружений от структурного развития регионально метаморфизованных комплексов не являются, на наш взгляд, принципиальными, отражающими в корне иной геотектонический режим, и определяются лишь глубиной развития деформаций и особенностями самих регионально метаморфизованных пород. Во-первых, метаморфическая перекристаллизация пород в условиях повышенной температуры и давления, одновременная с деформацией, способствует перманентному снятию возникающих в породе напряжений, что резко повышает их способность к пла-

стической деформации (Эз, 1970). Этим, в частности, можно объяснить развитие в метаморфических комплексах линейных складок F_1 , в то время как слоистость, деформированная этими складками, занимала до деформации положение, довольно близкое к плоскости нулевой складчатой деформации (Миллер, 1970₂). Характерно, что в породах, не подвергшихся региональному метаморфизму синхронно с радиальными движениями, складки, аналогичные F_1 (таблица, I этап, А), насколько нам известно, никогда не возникают. Во-вторых, в процессе деформации регионально метаморфизованных пород исключительно важную роль играет кристаллизационная сланцеватость. Развитие систем сланцеватостей (S_1 , S_2 и т. д.), приходящих на смену одна другой, обеспечивает постоянное присутствие плоскостных элементов, благоприятных для дальнейшего развития складчатой деформации. Повышенная пластичность в сочетании с постоянным наличием систем сланцеватости, играющих роль поверхностей облегченного скольжения и пронизывающих всю массу породы, делают регионально метаморфизованные образования значительно более чувствительными к изменению тектонического поля напряжений, чем неметаморфизованные слоистые породы. Возможно, именно этим объясняется большая полнота деформационных циклов регионально метаморфизованных толщ по сравнению с сокращенным структурным развитием неметаморфизованных складчатых сооружений. Отсюда же вытекают и многие другие менее существенные структурные особенности регионально метаморфизованных комплексов.

Таким образом, закономерностям деформационного цикла с определенными оговорками и ограничениями подчиняется большинство геосинклинальных складчатых комплексов независимо от проявления и степени регионального метаморфизма. Наиболее отчетливо вырисовывающаяся особенность деформационного цикла — смена радиальных движений, преобладающих на первом этапе, тангенциальными, в результате которых формируются линейные складчатые структуры второго этапа, по-видимому, отражает общую закономерность эволюции геосинклинальных областей. В регионально метаморфизованных комплексах эта закономерность осложняется локально проявляющимися радиальными движениями, развивающимися на фоне общего тангенциального сжатия и выражающимися в становлении куполовидных структур второго и более поздних этапов деформации.

Литература

- Ажгирей Г. Д. Кливаж (Общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н. и Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— В сб.: Геология, метаморфизм, пегматиты. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Глебовицкий В. А., Прияткина Л. А., Дук В. Л. и Другова Г. М. Геология гранулитовых комплексов.— В кн.: Гранулитовая фация (вопросы геологии и петрологии). Л., «Наука», 1971.
- Горлов Н. В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). Л., «Наука», 1967.
- Миллер Ю. В. Структура и история тектонического развития Окинского антиклинория (Восточный Саян). Автореф. канд. дис., Л., 1970.
- Миллер Ю. В. О складчатой деформации плоскостей, ориентированных косо к оси вращения при складкообразовании.— В сб.: Петрология и структурный анализ кристаллических толщ. Л., «Наука», 1970₂.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А. и Давыдов Г. В. Структура северо-восточной части Агинского массива.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Паталаха Е. И. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основе геологических и экспериментальных данных).— Геотектоника, 1969, № 2.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Петров В. Г. Тектоника протерозойских отложений в северной части Енисейского края.— Геол. и геофизика, 1966, № 5.
- Петров В. Г. Мелкая складчатость докембрийских сланцевых толщ Енисейского края.— Геотектоника, 1971, № 6.

- Рамберг Г. Экспериментальное и теоретическое изучение пегматитовых складок.— В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.
- Плюснин К. П. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклинария.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1962, т. 37, № 3.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д. и Неелов А. Н. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П. и Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.
- Шерман С. И. Тектонофизические условия формирования структуры Слюдянского флогопитоносного поля.— В сб.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., «Наука», 1969.
- Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ.— В сб.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Audren C., Cogne J. Tectonique tangentielle et ecaillages hercyniens dans les schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine (Bretagne meridionale).— C. r. Acad. sci., 1972, D 274, No. 11.
- Bhattacharjy S. Theoretical and experimental investigations of crossfolding.— J. Geol., 1958, v. 66, No. 6.
- Bryhni I. Structural analysis of the Groneheia area, Eikefjord, western Norway.— Norsk geol. tidsskr., 1962, v. 42, No. 4.
- Dewey J. F. Kink-bands in lower Carboniferous Slates of Rush, Co. Dublin.— Geol. Mag., 1966, v. 103, No. 2.
- Freedman J., Wise D. U., Bently R. D. Pattern of folded folds in the Appalachian Piedmont along Susquehanna River.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, No. 7.
- Fyson W. K. Structures in the Lower Paleozoic Meguma Group, Nova Scotia.— Bull. Geol. Soc. America, 1966, No. 9.
- Fyson W. K. Fold attitudes in metamorphic rocks.— Amer. J. Sci., 1971, v. 270.
- Helm D. G., Roberts B., Simpson A. Polyphase folding in the Caledonides south of the Scottish Highlands.— Nature, 1963, v. 200, No. 4911.
- Helm D. G. Microscopic and megascopic fabrics in Skiddow Group, Black Come inlier, English Lake district.— Geol. Mag., 1969, v. 106, No. 6.
- Maxwell J. C. Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New Jersey and Pennsylvania. Petrologic Studies: a volume to honour A. F. Buddington, Geol. Soc. Amer., 1962.
- Mead W. J. Folding, rock flowage and foliate structures.— J. Geol., 1940, v. 48, No. 8.
- Norman H. L., Jr. Isoclinal folding indicated by primary sedimentary structures in Western Massachusetts.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1968, No. 600-D.
- Ocberg P. H. Structural geology of the Knowlton-Richmond area, Quebec.— Geol. Soc. America, Bull. 1965, v. 76, No. 2.
- Park R. G. The structural evolution of the Tollie antiform — a geometrically complex fold in the Lewisian, orth-east of Gairloch, Ross-shire.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1970, v. 125, No. 3.
- Roberts D., Stromgard K. A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones.— Tectonophysics, 1972, v. 14, No. 2.
- Saggerson E. P., Joubert P., McCall G. J. H., Williams L. A. J. Cross folding and refolding in the Basement System of Kenia colony. «21st Internat. Geol. Congr. Part 18». Copenhagen, 1960.
- Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien, 1948.
- Segurt M., Proust F. Contribution a l'etude des tectoniques superposees dans la chaine hercynienne. L'allure anticlinale de la schistosite à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrenees centrales) n'est pas originelle mais due a un replissement.— C. r. Acad. sci., 1968, D266, No. 4.
- Teisseyre I. H. Geological investigation in the Byglandsforden-Gyvath area (The Precambrian rocks of the Telemark area).— Norges geologiske undersokelse, 1970, No. 266.
- Tobisch T. O. The influence of early structures on the orientation of late-phase folds in an area of repeated deformation.— J. Geol., 1967, v. 75, No. 5.
- Wood B. L. Structure of the Otago schists.— N. Z. J. Geol. and Geoph., 1963, v. 6, No. 5.
- Zachrisson E. Caledonian geology of Northern Jamtland-Southern Vasterbotten.— Sveriges Geologiska undersokning. Ser. C., 1969, v. 644, Arsb. 64, No. 1.
- Zwart H. J. The development of successive structures in the Devonian and Carboniferous of Devon and Cornwall.— Geol. en. mijnbouw., 1964, v. 43, No. 12.

УДК 551.242.5 + 553(477.6)

И. Р. БЕЛОУС, В. А. КОРОЛЕВ

**БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ
НА РАЗМЕЩЕНИЕ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

Рассмотрено положение ртутно-сурьмяной и полиметаллической минерализации в западной части Донецкого прогиба. Устанавливается, что наибольшей рудоносностью обладают площади, прилегающие к участкам крупных разломов, приоткрытых и ослабленных ко времени рудоотложения.

При металлогенических исследованиях в Донецком бассейне установлены связи между тектоническим строением площадей и положением в них магматических комплексов, рудных полей и узлов. Их изучение привело авторов к выводу о большом влиянии блоковой тектоники фундамента на размещение месторождений и зависимости позиции месторождений от кинематики и морфологии разломов, ограничивающих блоки. Этому вопросу и посвящена настоящая статья.

Для правильного понимания условий размещения гидротермального сруднения важно выявление участков, которые были наиболее проницаемыми для эндогенных растворов. Такие участки располагаются главным образом в зонах хрупких деформаций вмещающих пород. Поэтому при блоковом строении площади чрезвычайно важно выяснить, какие силы и в каких направлениях действовали на блок во время минералообразования, как распределялись в блоке тектонические напряжения и какие виды деформаций пород с ними связаны. Все это является содержанием морфолого-кинематического анализа структур. История развития блоков земной коры неотделима от истории ограничивающих их глубинных разломов. И те и другие характеризуются большим разнообразием как по длительности развития, так и по влиянию на магматизм и металлогению.

Развитие представлений о линейных региональных разломах на описываемой территории связано с именем А. Д. Карпинского (1894, 1919), выделившим вдоль Южно-Украинской мульды знаменитые «тектонические линии» общей длиной свыше 1500 км. Позже М. И. Безбородько (1936) наметил «линию вулканизма» в направлении Чернигов — Нагольный кряж.

В период с 1937 по 1941 г. Д. С. Соболев выделил на границе Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна переходную Изюмско-Славянскую область купольной тектоники и Северно-Донецкий канал. Представления о блоковом строении фундамента, несмотря на скудность в то время фактических геологических материалов о глубинном строении, были впервые сформулированы Л. Ф. Лунгерсгаузенем (1941). Он описал продольную (северо-западную) и поперечную (северо-восточную) системы разломов фундамента. В пределах Донецкого бассейна Л. Ф. Лунгерсгаузенем было отмечено наличие поперечного глубинного разлома, протягивающегося от Донецка к Кадиевке. В 1941 г. на основании геофизических данных С. И. Субботин и В. С. Завистовский пришли к выводу о наличии в Днепровско-Донецкой впадине ограничивающих разломов. С этого времени С. И. Субботин развивает идеи о глубинных разломах, связывая закономерности строения приповерхностных горизонтов земной коры со структурой глубоких ее частей и с происходящими в мантии процессами.

В. Г. Бондарчук (1946) четко сформулировал тезис о том, что в основе глубинного строения Днепровско-Донецкой впадины, как и других регионов Украины, лежит разломно-блоковая тектоника докембрийского кристаллического фундамента. Представления о разломно-блоковой тектонике затем развивали И. А. Балабушевич, В. Б. Соллогуб, М. В. Чирвинская, М. П. Балуховский, В. В. Глушко, А. З. Широков и мн. др.

Большой вклад в развитие идей о разломно-блоковой тектонике Донецкого бассейна внесли Л. И. Лутугин, Б. Ф. Мефферт, П. И. Степанов, А. П. Ротай, В. С. Попов, А. Т. Донабедов, А. Я. Дубинский, М. Л. Левенштейн, И. Л. Никольский, В. Г. Белоконов и многие геологи.

Проведенные в последние годы геологические (Самборский, 1968; Смешко, 1970; Майданович, 1970) и геофизические исследования в Донецком бассейне позволили не только уточнить существующие представления о геологическом строении этого сложного региона, но и показать значительные различия в характере дислокаций в разных структурных этажах: преобладание пликативных в верхнем (палеозойском) и блоково-глыбовых в нижнем (докембрийском) этажах. Нет сомнения в том, что формы и общие закономерности размещения складчатых и разрывных структур Донецкого бассейна находятся в тесной взаимосвязи с блоковой тектоникой кристаллического фундамента этого региона.

Блоковое строение фундамента Большого Донецкого прогиба в настоящее время признается большинством геологов. Оно обусловлено наличием двух главных направлений глубинных разломов¹ — продольного и поперечного по отношению к простиранию прогиба. Разломы первого направления (субширотные, СЗ 280—320°) проявлены наиболее четко и являются секущими по отношению к системе субмеридиональных разломов. Время заложения этих разломов точно не установлено, однако непрерывное их развитие прослеживается, начиная со среднего девона. Максимальные подвижки по ним происходили с девонского по пермский период включительно. Незначительные движения зафиксированы также в юре и мелу. Активность их заметна и в настоящее время. В генетическом отношении они являются сколами, а по характеру смещения — сбросо-сдвигами. К субширотным глубинным разломам относятся Южно-Донецкий и Северо-Донецкий краевые швы, а также Центрально-Донецкий разлом. Период интенсивной тектонической активности этого разлома совпадает с завершающим этапом герцинской истории развития. Центрально-Донецкий глубинный разлом играет ведущую роль как в формировании крупных складчатых структур Донецкого бассейна, так и в размещении оруденения; Южно-Донецкий разлом контролирует магматические проявления и эндогенную минерализацию.

Разломы субмеридионального и северо-восточного простирания наиболее древние и относятся к так называемой системе глубинных разломов криворожского типа. Эти разломы определяли контуры Украинского кристаллического массива. В результате пересечений разломов названных двух направлений образовалась блоковая структура Донецкого прогиба. Выделяются четыре крупных тектонических блока: Ворошиловградский, Константиновский, Славянский и Харьковский (рис. 1), отличающиеся друг от друга масштабом и характером проявления магматизма, степенью метаморфизма пород, историей развития и преобладающим типом рудопроявлений. В каждом блоке в верхних структурных этажах развиты разломы меньших порядков. Часто они маркируются цепочками и пучками даек (например, Еланчик-Ровеньковский разлом в Ворошиловградском блоке) и хорошо прослеживаются методами ГСЗ

¹ Термин «глубинный разлом» применяется авторами в понимании А. В. Пейве (1945, 1956) для обозначения длительно и унаследованно развивающихся региональных разрывных нарушений глубокого заложения, которые в различные этапы влияли на размещение фаций, служили магмо- и рудоподводящими каналами, определяли линейную ориентировку крупных структур.

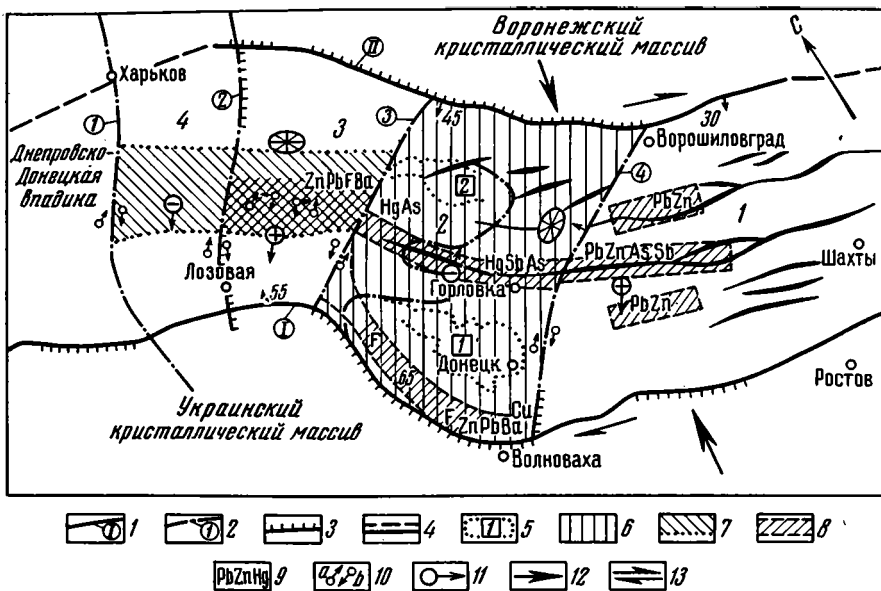


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта центральной части Большого Донецкого прогиба.

1 — Пограничные продольные разломы: 1 — Южно-Донецкий, II — Северо-Донецкий; 2 — поперечные разломы (прикрытые грани): 1 — Орехово-Павлоградский, 2 — Павлоград-Купянский, 3 — Бантышево-Терновский, 4 — Донецко-Купянский; 3 — разгруженные (ослабленные) участки разломов; 4 — участки, прикрытые при опускании тектонического блока; 5 — котловины: 1) Кальмиус-Торецкая, 2) Бахмутская; 6 — блок, разгруженный от тектонических напряжений; 7 — зоны растяжения в условиях сжатия и площади развития диапировых структур; 8 — зоны растяжения в условиях сдвига; 9 — площади распространения отдельных типов минерализации; 10 — относительные перемещения по поперечным разломам: а) поднятые блоки; б) опущенные блоки; 11 — направление перемещения тектонического блока: + с поднятием, — с опусканием; 12 — направление регионального сжатия; 13 — сдвиговые составляющие по пограничным разломам; 14 — тектонические блоки: 1 — Ворошиловградский, 2 — Константиновский, 3 — Славянский, 4 — Харьковский

или магнитометрией (при наличии магматических пород). В то же время в каждом отдельно взятом блоке существенных различий в типах магматизма, металлогении и метаморфизма слагающих толщи практически нет. И. А. Майданович (1970) наметил 10 узлов пересечения субширотных и субмеридиональных глубинных разломов, расположенных в основном к востоку от описываемой территории и представляющих собой зоны повышенной проницаемости. Названные выше блоки по сумме отмеченных признаков на этой площади выделены впервые.

Таким образом, геологическое строение отдельных частей Донецкого прогиба и положение в них гидротермальных месторождений следует рассматривать в связи с некоторыми особенностями этой блоковой тектоники и в первую очередь с кинематикой блоков и морфологией ограничивающих их разломов. Хотя блоковое строение фундамента Донецкого бассейна признается большинством геологов, связь с ним эндогенного оруденения по существу еще не рассматривалась.

В строении Донецкого прогиба выделяется кристаллический фундамент, сложенный интенсивно метаморфизованными породами докембрия, перекрытыми мощной толщей осадочных пород палеозоя-кайнозоя. В составе этой толщи три структурных этажа, разделенные крупными перерывами и угловыми несогласиями: герцинский (D_2-P_2), киммерийский ($T-Cr$) и альпийский ($Pg-Q$). Герцинский структурный этаж представлен палеозойскими геосинклинальными отложениями, а послед-

ние два — образованиями платформенного чехла. Мощность осадочных отложений в пределах центральной части прогиба по геологическим и последним данным ГСЗ колеблется от 12 км в северо-западной части Донецкого бассейна до 23 км в районе Горловки.

В составе герцинского этажа выделяются три структурных яруса: нижний ($D_2—D_3$), средний ($C_1—P_1$) и верхний (P_2), различающиеся характером разреза.

Нижний структурный ярус формировался в обстановке интенсивного прогибания кристаллического основания, приведшего к возникновению глубинных разломов вдоль оси прогиба. С ними связаны излияния основной магмы, породы которой хорошо изучены на юге бассейна и, видимо, широко распространены на остальной части прогиба. Для этого периода характерны преимущественно блоковые движения. На это указывает скачкообразный характер распределения мощностей эффузивов и весьма изменчивые фации отложений. Наиболее мощные покровы лав и туфогенных образований приурочены к девонским грабенам, в то время как на смежных горстовых поднятиях они в большинстве случаев редуцированы либо отсутствуют совсем.

На юге Донецкого бассейна в разрезе преобладают песчаники, чередующиеся с лавами, туфами и туффитами. Такой состав пород способствовал развитию при складкообразовании трещинных (хрупких) деформаций с отслоениями. Маталлогения этого структурного яруса изучена недостаточно. На южной окраине бассейна с описанными отложениями (терригенно-вулканогенная формация) связаны проявления эпигенетического кобальтового и никелевого оруденения, отмечены высокие содержания титана (до 14%) в основных эффузивах и пироксенитах, самородной меди, свинца и цинка.

Средний структурный ярус сложен практически непрерывным разрезом карбона и перми. В нижней части разреза (турне и большей части визе) залегают известняки с редкими пластами доломитов (600 м, карбонатная формация). Остальную часть каменноугольной системы образует мощная (до 15 км) толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников с подчиненными им пластами и прослоями известняков и углей. Нижнепермские отложения лежат согласно на осадках верхнего карбона и представлены аргиллитами, алевролитами с подчиненными пластами песчаников, доломитов, гипсов, известняков и каменной соли.

Отложения нижней перми с резким угловым несогласием перекрыты толщей терригенных преимущественно красноцветных песчано-глинистых осадков верхней перми (до 400 м), составляющих верхний структурный ярус. По литологическому составу они представлены многократным чередованием песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов.

В описанной толще палеозойского структурного этажа глинистые породы составляют около 70% разреза. Это означает, что поведение палеозойской толщи при складкообразовании определялось свойствами преимущественно этих пород, а также характером сочетания их с более хрупкими породами. В тектонических процессах глинистые толщи проявляют высокую пластичность (Королев, Шехтман, 1965). Поэтому они пассивно подчиняются складкообразованию и способны сминаться в узкие складки вплоть до гофрировки слоев, что и наблюдается на большей части территории Донецкого бассейна. Из приводимых В. Н. Свержевским и В. П. Субботиным (1969) данных о прочностных свойствах палеозойских пород можно заключить, что, хотя с увеличением степени метаморфизма прочность пород и повышается, в общем упомянутые слоистые толщи достаточно пластичны и сравнительно слабо метаморфизованы. Высокая пластичность обусловила проскальзывание слоев при складкообразовании. Это препятствовало развитию протяженных секу-

щих трещин и разрывов и приводило к тому, что крупные разрывы на большей части своего протяжения оказывались «запечатанными» слоистыми породами и плохо проницаемы для гидротермальных растворов. И только в зонах локального растяжения, возникающих на фоне регионального сжатия (Королев, 1969), гидротермы достигали дневной поверхности по системам трещин и разрывов и по пластам высокопористых песчаников. В условиях возникновения зон, проницаемых для растворов, исключительно важное значение имело избирательное интенсивное дробление горизонтов, сложенных относительно хрупкими породами: песчаниками, конгломератами, базальтами.

Таким образом, анализ физических и механических свойств пород и их способности к проявлению тектонических деформаций позволяет выделить в палеозойском разрезе Донецкого бассейна две резко различные части; нижнюю (толщи девона), в которой преобладали хрупкие деформации, и верхнюю (пермь и карбон), более пластичную, в которой реализовались прежде всего складчатые формы дислокаций.

Смена одних складчатых форм другими в значительной мере зависит от соотношения мощностей и пространственного сочетания выделенных двух частей палеозойского разреза. Залегание более хрупких (девонских)¹ пород в основании слоистой палеозойской толщи, а также изменение мощности последних, предопределило возможность проявления в ней пластических деформаций (Королев, 1971).

Рассмотрим в самой общей форме изменение мощностей отложений, с одной стороны, девона и, с другой — перми и карбона, вместе взятых, в пределах описываемых тектонических блоков (рис. 2).

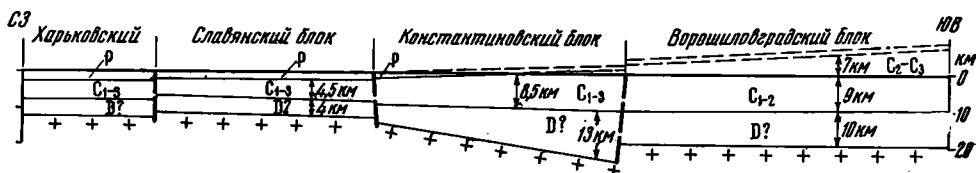


Рис. 2. Схематический продольный разрез по оси Донецкого прогиба

Совокупность данных ГСЗ (по профилю Близнецы—Шевченко), бурения и геологических построений позволяет утверждать, что девонские отложения к северу от Меччиловского поднятия имеют максимальную мощность порядка 4 км (34% всего разреза) и представлены как галогенными, так и эффузивными фациями. Мощность карбона здесь определяется в 4,5 км, а нижней и верхней перми — 2 км. Максимальная глубина погружения фундамента составляет 12 км, причем палеозойские отложения несогласно перекрыты толщей мезозоя мощностью до 1,5 км. По профилю Ногайск—Константиновка—Сватово мощность девона увеличивается в районе г. Константиновки до 13 км (56% всего разреза), карбона — до 8,5 км и перми — до 1,5 км. Максимальная глубина погружения фундамента около 23 км.

Начиная с конца нижней перми и до антропогена, Ворошиловградский блок интенсивно воздымался. В связи с этим мезозойские отложения в его пределах практически отсутствуют, денудированы осадки верхнего и в значительной степени среднего карбона. В сохранившейся части разреза при глубине погружения фундамента до 19 км на долю нижнего

¹ Здесь и далее под отложениями девона авторы понимают комплекс докаменноугольных пород мощностью до 13 км (Константиновский блок). В Днепровско-Донецкой впадине, на юге и в отдельных районах приосевой части Донецкого прогиба достоверно установлены отложения среднего и верхнего девона. Относительно нижележащих толщ у исследователей нет единого мнения: одни считают их рифейскими, другие — нижнепалеозойскими.

и среднего карбона приходится 9 км всей мощности. Поэтому для расчета примем данные о суммарных мощностях свит карбона, установленные бурением и снятые с карты изопахит (Левенштейн, 1965) — 16 км, а мощность перми — 2 км. Мощность докаменноугольных отложений по профилю Новоозовск—Ворошиловград—Титовка составляет около 10 км, или 35% палеозойского разреза, существовавшего во время складкообразования. Таким образом, отношение мощностей верхней (пластичной) части разреза к нижней (хрупкой толще девона) для Ворошиловградского, Константиновского и Славянского блоков составляет соответственно 2,3; 1; 2,1, если одно из значений этого отношения (Константиновский блок) принять за единицу. Другими словами, отношения мощностей верхней части разреза к нижней для Ворошиловградского и Константиновского блоков различно. Относительное увеличение в разрезе Константиновского блока роли хрупких девонских пород при уменьшении почти в два раза общей мощности каменноугольных толщ существенно отразилось на характере складчатости.

Здесь сравнительно полагая Дружковско-Константиновская антиклиналь окаймлена еще более пологими корытообразными Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинами. В Ворошилоградском блоке пластичные глинистые толщи составляют около 65% разреза. Осадки были погружены на значительно большие глубины — до 28 км, и интенсивно метаморфизованы. Все это наряду с увеличением общей мощности отложений способствовало развитию пластических деформаций в верхних структурных ярусах и формированию типичной линейной складчатости.

Отношения мощности нижней и верхней части палеозойского разреза Славянского и Ворошиловградского блоков близки между собой (2,1 и 2,3). В то же время характер дислокаций в блоках прямо противоположный — в первом развита куполовидная, а во втором — линейная складчатость. Видимо, при наличии трехчленного разреза — жесткий кристаллический фундамент, хрупкие породы девона и пластичные толщи карбона и перми — глубина погружения кровли фундамента на глубины до 12 км (Славянский блок) во время формирования складчатости может рассматриваться той границей, выше которой на особенности проявления деформаций в осадочном чехле решающее влияние оказывает жесткость пород основания. В этом случае развивается исключительно куполовидная (платформенная) складчатость, распространенная в Переходной области и Днепровско-Донецкой впадине. Характер сочтения пород уже практически не сказывается на различиях типов складчатости, но играет важную роль в создании зон повышенной проницаемости для гидротермальных растворов, обуславливая избирательное дробление горизонтов более хрупких пород (песчаники, эффузивы, конгломераты и др.).

Преобладающие в палеозойских разрезах пластичные аргиллитовые породы имеют в 1,5—4 раза меньшую пористость и проницаемость, чем песчаники, и могли играть роль отрицательного экрана для эндогенных растворов. Залегая под песчаниками, конгломератами, алевролитами, они способствовали подпруживанию растворов и фильтрации их в пласты песчаников снизу по трещинам без существенного падения температуры и давления в них. И только переход растворов в высокопористые (8—14%) песчаники и трещиноватые гидротермально измененные породы сопровождался понижением давления и температуры и выпадением кинсвара и антимонита.

Формирование оруденения происходило в условиях горизонтального тектонического сжатия (нормального к простиранию складчатых и крупных разрывных структур). Поэтому преобладание в разрезах аргиллитовых фаций с их относительно высокой способностью к пластическому течению приводило к тому, что крупные разрывные нарушения, которые могли служить рудовыводными каналами, в большей своей части оказы-

вались «запечатанными» аргиллитами и поэтому плохо проницаемыми. Поступление растворов в рудовмещающие горизонты песчаников могло осуществляться только в узко локализованных местах искривлений разломов, приоткрывавшихся при смещениях по ним.

Анализ данных по физическим свойствам пород различных структурных ярусов и соотношение мощностей осадочного чехла в различных частях прогиба позволяют сделать еще один важный вывод из рассмотрения блоковой тектоники. Кристаллические породы фундамента, несмотря на значительную глубину залегания, сохранили способность к хрупким деформациям. Это говорит о том, что данные о прочностных свойствах этих пород на поверхности с определенными поправками могут распространяться и на глубину.

Рассмотрим основные черты кинематики блоков. Несмотря на то что верхняя часть палеозойского разреза сложена пластичными толщами, в целом блоки представляют достаточно жесткие геологические тела. Это обстоятельство предопределяет ограниченность независимых горизонтальных перемещений как блоков в целом, так и отдельных их частей. Отсюда следует, что возможные направления перемещений блоков определяются прежде всего пространственным соотношением разломов, ограничивающих блоки. Поэтому анализ кинематики блоков в целом и отдельных их частей (мелких блоков) необходимо проводить совместно для всех блоков. При этом следует иметь в виду, что краевые глубинные разломы (швы) Донецкого бассейна не пересекаются поперечными нарушениями и не смещаются по ним. Другими словами, поперечные и другие разломы, развитые внутри блоков, являются ограниченными (Королев, Шехтман, 1965).

Как показывают опыт изучения структур рудных полей и экспериментальные исследования, в этих условиях направления и величины (амплитуды) перемещений между собой функционально связаны. Поэтому, определив их в одном из ограничивающих разломов, можно, зная элементы залегания остальных, вычислить характер смещения и по ним.

Донецкий прогиб, начиная со среднего девона, длительно прогибался. Поскольку в основании грабена устанавливается наличие жесткого консолидированного кристаллического основания, непрерывное прогибание блоков в течение девона, карбона и перми могло происходить только при условии горизонтального растяжения. Возможно несколько причин такого растяжения, однако главную роль играли либо большая скорость смещения на юго-запад Украинского кристаллического массива в сравнении с Воронежским массивом, либо различная скорость прогибания в разных частях прогиба, в результате чего глубина погружения блоков в юго-восточном направлении ступенчато нарастает. Это могло быть обусловлено различными углами падения отдельных звеньев продольных разломов. Так, например, установлено, что Южно-Донецкий разлом в пределах Славянского и Харьковского блоков имеет средние углы падения в верхних частях 50° , а в пределах Константиновского блока — 65° . При этом глубина залегания кровли фундамента в Славянском блоке составляет по данным ГСЗ около 12 км, а в Константиновском блоке, в его восточной части — до 23 км. Причиной движений и в первом и во втором случаях являлись либо волновые нисходящие движения в мантии, либо отток подкорового вещества в зоне преобладающих и устойчивых деформаций геоида, возникших «в условиях сжатия и вращательных движений планеты» (Бондарчук, 1956).

Выше отмечалось, что в сложившихся структурных условиях возможность независимых перемещений блоков ограничена. Это предопределяет еще одно важное свойство блоковой тектоники, заключающееся в следующем. Если ограничивающие разломы имеют наклонное положение, то при вертикальных перемещениях блоков под влиянием наклонной поверхности одного из разломов по сопряженному с ним создается сдвиг-

вая составляющая (см. рис. 1). Легко показать, что сдвиговые составляющие тем больше, чем больше углы падения ограничивающих разломов. Анализ движений Константиновского блока с этой точки зрения позволяет утверждать, что сдвиг по Южно-Донецкому разлому мог возникнуть под влиянием Бантышево-Терновского разлома, имеющего крутое падение на восток.

Из материалов по истории геологического развития видно (Попов, 1963; Левенштейн, 1967), что устойчиво развивавшееся прогибание всего Донецкого бассейна продолжалось до конца нижней перми. В конце этого времени палеозойские отложения были смяты в линейные складки, а участками — в пологие купола и брахискладки. Преобладающее субширотное и северо-западное простирание главных складок и разрывных нарушений указывает на то, что определяющим при их формировании являлось субмеридиональное тангенциальное сжатие, которое лишь кратковременно сменялось периодами растяжения. Этот вывод подтверждается также отсутствием протяженных субширотных региональных дайковых поясов и наложенных прогибов.

Этап сжатия, начавшийся в конце нижней перми, был характерен для всего верхнепермского и более позднего времени. В этих условиях вдоль Северо-Донецкой системы краевых разломов возникали пологие надвиги (поддвиги), складки волочения, шарьяжи. Крупные блоки фундамента в это время испытывали различные по скорости и направлениям движения. Ворошиловградский блок проявлял тенденцию к воздыманию, а Славянский, Харьковский и, вероятно, Константиновский продолжали погружаться. Об этом свидетельствует изменение мощностей верхнепермских отложений, достигающих 200 м в пределах Харьковского, Славянского блоков и постепенно уменьшающихся в юго-восточном направлении в пределах Константиновского блока. Анализ изменения мощностей и их градиентов показывает, что верхнепермские отложения в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах распространялись не далее чем на 30—35 км к востоку от границы современной области их развития. Другими словами, их распространение ограничивалось зоной Донецко-Кадиевского поперечного разлома, к востоку от которого в открытой части Донецкого бассейна верхнепермские отложения неизвестны и, видимо, не накапливались.

Амплитуды и направления смещения блоков были различными, что обуславливалось разными углами падения отдельных звеньев продольных разломов. Важнейшими из них являются Южно-Донецкая и Северо-Донецкая системы краевых разломов, описанные ранее многими исследователями. Для нас важны следующие два обстоятельства. Во-первых, зона прогиба и краевые швы в пределах рассматриваемой площади подразделяются на три участка с разными азимутами простирания: западный, имеющий субширотное направление, центральный — северо-западное и восточный — запад-северо-западное, близкое к субширотному. Во-вторых, по этим разломам при региональном сжатии возникали правосторонние сдвиги. На это указывают данные экспериментального моделирования и опыт изучения подавляющего большинства промышленных рудных полей Донецкого бассейна. При этом участки разломов северо-западного простирания (Константиновский блок) оказывались в приоткрытом (разгруженном от сжатия) состоянии. В этих звеньях проявился наиболее интенсивный в южной части Донецкого бассейна магматизм и к ним приурочены рудные проявления. В них возникали ступенчатые сбросы и поперечная к общедонецкому простиранию структур складчатость (Донецко-Макеевский район). Снятие субмеридионального сжатия в Константиновском блоке вследствие правостороннего сдвига способствовало развитию пологих Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, а также более глубокому проседанию блока.

Причиной сжатия блоков могла быть стабилизация Украинского кристаллического массива, с одной стороны, и продолжавшееся смещение на юг Воронежского массива — с другой. В. Г. Бондарчук (1956) отмечает, что в условиях сжатия при вращении планеты возникало тангенциальное давление со стороны Украинского кристаллического массива, причем более интенсивное в пределах Приазовского массива. По этой причине Ворошиловградский блок подвергался более интенсивному сжатию. Видимо, этим объясняется различный геотектонический режим Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины, а также более глубокое погружение фундамента в северной части Днепровско-Донецкой впадины по сравнению с южной и, наоборот, южной части прогиба относительно северной — в Донецком бассейне. В последнем, несомненно, проявилась инверсия тектонического режима; в Днепровско-Донецкой впадине преобладают платформенные структуры — купола, валообразные поднятия и расплывчатые синклинали (Бондарчук, 1956). Любопытно, что в менее сжатом Константиновском блоке в южной и северной частях прогиба фундамент погружен примерно на одинаковую глубину.

Обращает внимание (по данным ГСЗ) еще одно обстоятельство — закономерное увеличение кривизны падения краевых пограничных глубинных разломов в сторону прогиба по направлению от Днепровско-Донецкой впадины к складчатой части Донецкого бассейна. Она находится почти в прямой зависимости от интенсивности процесса складкообразования и проявления инверсии тектонического режима и, видимо, может служить доказательством смены режима горизонтального растяжения сжатием и решающей роли тангенциальных сил во время формирования складчатой структуры. В пределах Донецкого бассейна краевые глубинные разломы представлены не одним швом, как в Днепровско-Донецкой впадине, а несколькими ступенями, ограничивающими наиболее погруженную центральную часть прогиба от северной и южной переходных зон. При этом в сторону Днепровско-Донецкой впадины они кулисообразно выклиниваются.

Рассмотрим кратко характер движения отдельных блоков.

Харьковский блок. Как можно видеть на продольных сейсмо-геологических разрезах Сторобино — Богодухов — Игня и Мечбилово — Артемовск — Свердловск, составленных соответственно М. В. Чирвинской и др. и М. Бородуллиным и др., поперечные разломы Павлоград-Купянский и Бантышево-Терновский имеют падение на восток, а Донецко-Кадиевский на запад. По Орехово-Павлоградскому линеamentу достоверные данные отсутствуют. По мнению А. В. Чекунова (1965), относящиеся к нему разломы имеют крутое, почти вертикальное падение. Харьковский блок ограничен на западе Орехово-Павлоградским линеamentом, на востоке — Павлоград-Купянским разломом. В условиях горизонтального сжатия этот блок в своем движении вверх несколько отставал от смежного с ним Славянского блока вследствие того, что Павлоград-Купянский разлом имеет крутое падение на восток. Благодаря тому что Южно-Донецкий разлом, ограничивающий этот блок на юге, имеет сравнительно пологое падение на север, проявлялась тенденция горизонтального смещения блока на юг. При этом центральная часть Орехово-Павлоградского линеamenta, имеющая преобладающее северо-восточное простирание в отличие от субширотного простирания северного и южного звеньев, должна была оказаться в приоткрытом (ослабленном) состоянии.

Славянский блок наиболее приподнят по сравнению со смежными. Как и Харьковский, этот блок при восходящем движении (на что указывает наличие несогласно залегающих толщ, размывов отдельных ярусов и подъярусов палеозойских и мезокайнозойских отложений) также смещался к югу. В результате этого по Павлоград-Купянскому разлому происходил сдвиг по часовой стрелке. При этом центральное звено

Павлоград-Купянского разлома, так же как и Орехово-Павлоградского линеамента, оказывалось в ослабленном состоянии в отличие от северного и южного звеньев, имеющих более долготное простирание. С этим звеном разлома связаны свинцово-цинковые рудопроявления Кальмиус-Торецкой котловины.

В целом и Харьковский и Славянский блоки находились в условиях практически всестороннего горизонтального сжатия. В Славянском блоке может заслуживать внимания для постановки поисков площадь в его северо-восточной части, прилегающая к ослабленному в условиях правого сдвига звена Северо-Донецкого разлома.

Важной особенностью свинцово-цинковой минерализации, развитой в Славянском блоке, является приуроченность ее к солянокупольным структурам. Оруденение локализуется в основном в диапировой известняковой брекчии, в контакте штоков девонской соли, внедрившихся вдоль ранее заложившихся разломов преобладающего северо-западного и широтного простирания. Характерно отсутствие в этих рудопроявлениях минералов сурьмы и мышьяка и наличие флюорита и барита, образующих иногда самостоятельные скопления. Сфалерит и галенит количественно подчинены пириту и марказиту. Все рудные минералы, за исключением галенита, имеют глобулярное строение. Широко развиты колломорфные, иногда устанавливаются сгустковые текстуры, реже отмечаются скелетные формы галенита (Беляевское рудопроявление). Для руд характерны явления перекристаллизации, выпавшие из раствора рудные частицы первоначально находились в аморфном состоянии, на что указывают реликты нераскристаллизованных гелей и признаки пластических деформаций. Затвердевшие глобулы пирита и марказита затем подвергались раскристаллизации и перекристаллизации, и колломорфное их строение в этом случае выявляется лишь травлением. Изучение структурно-текстурных особенностей руд и их вещественного состава указывает на смешение гидротермальных растворов с поровыми, в результате чего смешанные растворы переходили в коллоидное состояние и быстро коагулировали. Из нерудных минералов в зонах рудоносных брекчий преобладают карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит); кварц и диксит имеют подчиненное распространение. Довольно широко развиты твердые битумы.

Константиновский блок. На севере и юге блок ограничен ослабленными (при правом сдвиге в условиях сжатия) звеньями Северо-Донецкого и Южно-Донецкого разломов и испытывал погружение относительно Славянского и Ворошиловградского блоков (рис. 2). Все разломы, ограничивающие блок, падают навстречу друг другу. Поэтому сколь угодно крупные сдвиговые смещения по блоку, на которые указывал И. А. Майданович (1970), происходить не могли. При опускании блока поперечные разломы — Бантышево-Терновский на западе и Донецко-Кадиевский на востоке, были прикрыты под влиянием силы тяжести блока, вследствие чего возникло продольное горизонтальное сжатие. При этом Центральное-Донецкий разлом по своему направлению соответствовал короткой оси эллипсоида деформации и являлся, таким образом, трещиной отрыва. Проницаемость его зоны поэтому существенно повышалась. Возможно также, что под влиянием продольного горизонтального сжатия возникли наблюдаемые изгибы оси Главной антиклинали по простиранию и кулисообразное смещение ее к северу относительно Дружковско-Константиновской антиклинали. При этом отсутствие поперечного сжатия способствовало развитию котловин.

Константиновский блок по сравнению со Славянским и Ворошиловградским был менее подвержен влиянию горизонтального сжатия, так как он на юге и на севере ограничен звеньями глубинных разломов, которые при правосторонних сдвигах были ослабленными, приоткрытыми. Главной тектонической силой была гравитационная. Ее влияние выра-

жалось в том, что Бантышево-Терновский и Донецко-Кадиевский разломы, падающие навстречу друг другу, оказывались при этом прикрытыми.

Ворошиловградский блок и на севере и на юге ограничен прикрытыми и, следовательно, тектонически нагруженными звеньями Северо-Донецкого и Южно-Донецкого разломов, а на западе Донецко-Кадиевским разломом. В фундаменте и чехле достоверно установленного разлома, ограничивающего блок восточнее Нагольного кряжа, не установлено. Однако следует иметь в виду, что на данной площади еще не завершены геофизические исследования. На значительном удалении от Нагольного кряжа проходит Аксайско-Калитвенская система разрывов. По Донецко-Кадиевскому разлому Ворошиловградский блок на этапе сжатия был значительно поднят (до 9 км). При поднятии блока благодаря наклонному залеганию Донецко-Кадиевского разлома и падению его на северо-запад по продольным разломам реализовалась сдвиговая составляющая. Вследствие этого участок Южно-Донецкого разлома, имеющий северо-восточное падение, был ослабленным. Блок в целом находился в условиях всестороннего горизонтального сжатия и поэтому малоблагоприятный для существования узко локализованных путей движения эндогенных минерализаторов. В его пределах преобладало рассеивание растворов и поэтому формировались преимущественно мелкие рудопроявления. Их характерной особенностью является стадийность минералообразования, пульсирующий режим поступления растворов при неоднократном приоткрывании трещин, сложность вещественного и минерального состава руд. Наряду с арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом широко развиты сульфосоли меди и свинца. В рудах присутствуют золото и серебро; вокруг рудопоявлений в северной ветви Главной антиклинали встречается рассеянная киноварь. Из нерудных минералов в жилах и прожилках доминируют кварц и анкерит.

Приведенные данные по кинематике и тектоническому состоянию разломов показывают, что Славянский, Харьковский и Ворошиловградский блоки находились в условиях всестороннего горизонтального сжатия, а Константиновский — в условиях одностороннего продольного сжатия, что могло явиться причиной флексурообразного изгиба Дружковско-Константиновской антиклинали в плане. Это объясняет также и наблюдаемые особенности распределения оруденения в блоках. Разломы, ограничивающие Славянский и Ворошиловградский блоки, в основном были прикрыты и поэтому слабопроницаемы для растворов. Последние поднимались широко фронтом по всему объему блока, используя различные проницаемые участки. В итоге происходило рассеяние растворов, выразившееся в формировании многочисленных, но небольших рудопоявлений. Интенсивность минерализации возрастала лишь в тех местах, которые находились под влиянием приоткрытых участков поперечных разломов (центральные и северо-восточные звенья Павлоград-Купянского, Орехово-Павлоградского линеамента и др.).

В Константиновском блоке продольные разломы оказались разгруженными от субмеридионального сжатия: краевые глубинные разломы вследствие правого сдвига Воронежского и Украинского кристаллических массивов относительно друг друга, а Центрально-Донецкий — под влиянием продольного сжатия. Ослабленные, разгруженные от сжатия участки разломов всегда обладают более высокой проницаемостью и поэтому служат локализаторами эндогенного потока минерализующих растворов. Именно поэтому в Константиновском блоке минерализация узко локализована вдоль Центрально-Донецкого и Южно-Донецкого разломов и отличается большими масштабами. Рассеянная минерализация (мелкие рудопоявления) на остальной площади блока практически отсутствует.

Исследование характера распределения тектонических напряжений в блоковых структурах методами оптического моделирования показы-

вает, что морфологические элементы ограничивающих разломов активно влияют на характер распределения тектонических напряжений в прилегающих объемах пород и проявление определенных типов деформаций. Интересно с этой точки зрения охарактеризовать положение рудной минерализации в блоках в связи с их общим тектоническим состоянием и относительно некоторых морфологических элементов ограничивающих разломов.

Как уже отмечалось, Славянский, Харьковский и Ворошиловградский блоки находились в состоянии всестороннего горизонтального сжатия. Это способствовало преобладанию экстенсивной формы движения минерализующих растворов. Они рассеивались в виде мелких рудопроявлений, так как условия для существования протяженных рудовыводных, а также контролирующих и локализирующих структур оказались неблагоприятными. На преобладающее рассеивание минерализации в Наглом крае указывал также А. А. Якжин (1945), объясняя это явление отсутствием крупных разломов и полостей. В то же время отмечается несколько более высокая плотность рудопроявлений в зонах, прилегающих к центральным, ослабленным звеньям поперечных разломов. По-видимому, влияние этих участков распространялось на значительную ширину блоков по простиранию. В Ворошиловградском блоке аналогичная зона большей плотности рудопроявлений связана со структурой Главной антиклинали, а также с изгибом по простиранию Донецко-Кадиевского разлома. При любых сдвиговых движениях по разлому в месте перегиба возникали узколокализованные проницаемые участки (Вольфсон, 1953).

В Константиновском блоке существовали две высоко проницаемые зоны — приоткрытое звено Южно-Донецкого глубинного разлома и Центрально-Донецкий разлом, приуроченный в основном к осевой части Главной и Дружковско-Константиновской антиклинали. В первом случае в зоне разлома размещаются интрузивные тела и разнообразная по составу, преимущественно мезотермальная минерализация (F, Pb, Zn, Cu, Hg). В зоне Центрально-Донецкого разлома локализуется низкотемпературная ртутная и сурьмяная минерализация. Характерно, что Никитовское рудное поле приурочено к изгибу в плане Главной антиклинали и в основном к тому ее участку, который оказывался в наиболее приоткрытом состоянии в условиях регионального сжатия. За пределами этих рудных площадей рассеянная минерализация в блоке практически отсутствует.

Таким образом, устанавливается непосредственная связь размещения эндогенной минерализации в блоках с их тектоническим состоянием, кинематикой и морфологией ограничивающих разломов. Необходимо более систематично и целеустремленно изучать особенности геологического строения глубинных и крупных разломов. Особое внимание при этом должно уделяться элементам залегания разломов, их кинематике, выделению морфологических элементов, способных существенно влиять на распространение тектонических напряжений в прилегающих блоках пород, систематическому картированию типов деформаций с целью оконтуривания площадей различной проницаемости. Это позволит повысить конкретность геологического прогноза и обеспечит высокую эффективность геологических поисков.

Литература

- Безбородько Н. И. Полоса вулканизма «Чернигов — Донбасс» и обусловленная ею геохимическая провинция. — Докл. АН СССР, 1936, т. XII, № 9.
Бондарчук В. Г. Тектоноогенения. Изд-во Киевск. гос. ун-та, 1946.
Бондарчук В. Г. Геологическая структура УССР. Изд-во АН УССР и КГУ, Киев, 1946.
Бондарчук В. Г. О тектонике Большого Донбасса и происхождение ровообразных прогибов платформы. — Геол. ж. АН УССР, 1956, т. XVI, вып. 2.

- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Гавриш В. К. Глубинные структуры и методика их изучения. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Гаркаленко И. А., Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Смелянская Т. В. Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю Ногайск—Константиновка—Сватово (зап. часть Донбасса).— Геофиз. сб. № 37, 1970, Киев, «Наукова думка».
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— Изв. АН, V серия, 1894, т. I, № 1.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России.— Изв. Российск. АН, 1919, № 12—15.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. «Недра», 1965.
- Королев В. А. Структурные типы рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии. Автореф. докл. дис. Ташкент, 1969.
- Королев В. А. Влияние сочетаний физико-механических и тектонических свойств вмещающих пород на структурные особенности рудных полей. Сб. тезисов совещания. «Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений», М., 1971.
- Левенштейн М. Л. О тектоническом районировании Большого Донбасса. Степановские чтения, геол. конференция, Артемовск, 1967.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. К вопросу о тектонике Украины.— Матер. по нефтеносн. Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, 1941, вып. 1.
- Майданович И. А. Глубинная структура и осадконакопление в Покрово-Киреевском рудном районе Южного Донбасса. Автореф. дис. Геол. ин-т АН УССР, Киев, 1970.
- Попов В. С. Тектоника.— Геол. месторожд. угля и горючих сланцев СССР, 1963, т. 1.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Сатья I.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
- Самборский Н. А. Близмеридиональные дислокации и их роль в формировании структуры Днепровско-Донецкой впадины. «Процессы развития земной коры и полезные ископаемые Днепровско-Донецкой впадины». Тез. докл. научной конференции УкрНИИГРИ, Полтава, 1968.
- Свержевский В. Н., Субботин В. П. Прочностные свойства пород среднего карбона юго-западной части Донецкого бассейна. Уголь, 1969, № 1.
- Смешко Р. М. Глубинное строение северо-западных окраин Донбасса в связи с нефтеносностью. Автореф. канд. дис., Львов, УкрНИИГРИ, 1970.
- Чекунов А. В. Орехово-Павлоградский линеймент (Украинск. щит).— Геол. ж. АН УССР, 1965, № 4, вып. 25.
- Якжин А. А. К металлогении Нагольного кряжа.— Сов. геология, 1945, № 8.

Артемовская геологоразведочная
экспедиция
САИГИМС

Статья поступила
20 октября 1971 г.

УДК 551.242.36 (477.6)

Ю. Н. НАГОРНЫЙ, В. Н. НАГОРНЫЙ, Б. П. ЗЕМЛЯНОЙ
О РОЛИ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ
ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР
ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Установлен скачкообразный характер изменения мощности осадков карбона и степени метаморфизма в зонах флексурных складок юго-западной окраины Донецкого бассейна. Делается вывод о том, что поперечные складки возникли в результате прямого и обращенного наследования конседиментационных форм и представляют собой структуры, отражающие в осадочном чехле бассейна разломно-блоковое строение его фундамента. Формирование поперечной глыбовой складчатости происходило с различной интенсивностью на протяжении всей истории развития Донецкого бассейна, включая как седиментационный, так и постседиментационный периоды.

Несмотря на то, что вопрос о существовании в Донецком бассейне конседиментационных тектонических движений до сих пор дискутируется в печати, появившийся за последние годы обширный фактический материал уже сейчас позволяет вполне определенно установить характер этих движений и их роль в формировании складчатых структур бассейна. Выполненный нами детальный анализ особенностей распределения осадков карбона на площади региона (Нагорный, Нагорный, 1972) указывает на дифференцированный характер вертикальных движений отдельных блоков фундамента в период седиментации, под влиянием которых в западной части складчатого Донбасса на месте современных пликативных форм второго порядка (по отношению к бассейну) образовались пологие выгибы и прогибы слоистой толщи с углами падения слоев к началу раннепермского времени от 1—2° в низах верхнего карбона до 5—6° по подошве нижнего карбона. В период инверсии бассейна структуры второго порядка формировались здесь путем прямого и обращенного наследования конседиментационных форм. Влияние разломно-блоковой структуры бассейна на характер распределения осадков карбона и формирование продольных конседиментационных изгибов слоистой толщи заметно ослабевает в восточном направлении и за Ровенским поднятием в отложениях верхнего и среднего карбона вообще не ощущается. Что касается более мелких складчатых структур субширотного простирания (третьего и более высоких порядков), то начало их формирования относится уже к постседиментационному этапу развития региона (Широков, 1938; Попов, 1963; Нагорный, Нагорный, 1971₂, и др.).

В свете этих данных особый интерес вызывает поперечная складчатость Донецкого бассейна и брахискладки на его северной окраине.

Изучение особенностей формирования поперечных складок произведено нами путем детального анализа характера распределения мощности каменноугольных отложений и степени метаморфизма углей на площади Донецко-Макеевского угленосного района, где структуры северо-восточного простирания развиты наиболее широко и представлены флексурными складками: Ветковской, Чайкинской, Калиновской и Яси-

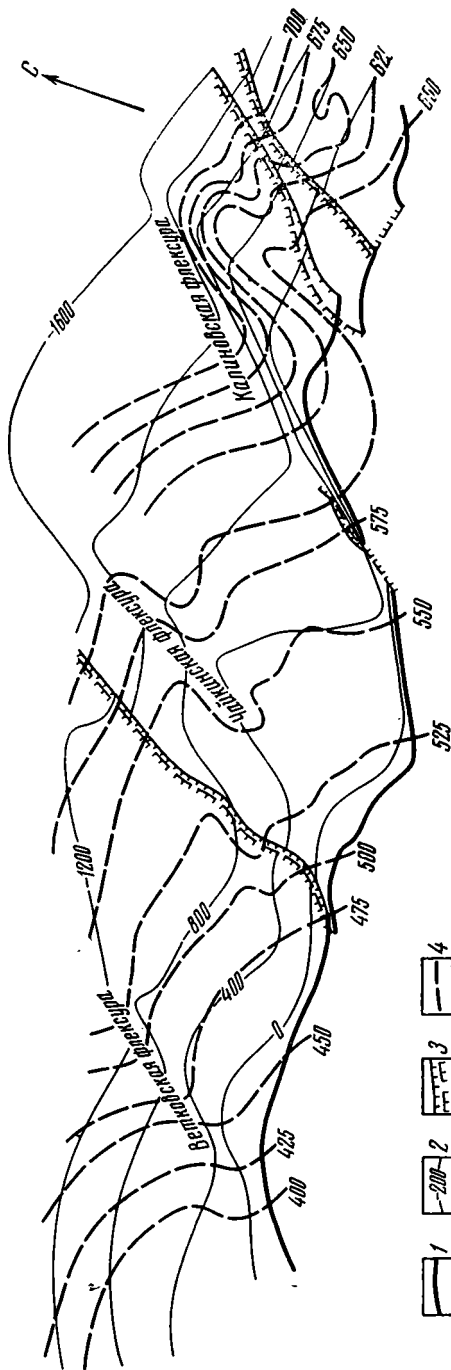


Рис. 1. Изменение мощности свиты C_{27}^1 в зоне развития флексурных складок дневной поверхности; 2 — изотипсы угольного пласта, м; 3 — разрывные нарушения; 4 — изопахиты свиты C_{27}^1

сказано А. З. Широковым (1963). Позже связь между складчатыми формами юго-западной окраины Донецкого бассейна и изменением мощности осадков карбона отмечалась В. Г. Белоконом (1967). Как показывают наши исследования, главное влияние на особенности распределения мощностей осадков карбона в рассматриваемой части бассейна оказывали разломы северо-восточного простирания, обусловившие дифференцированный характер опускания ограниченных ими тектонических блоков фундамента. Каждый следующий к востоку блок в период седи-

новской. Вертикальные амплитуды первых двух флексур достигают 500 м, остальные — 1000 м.

Выполненные исследования показали, что как изопакиты, так и изоволи (линии равного выхода летучих веществ в углях) в пределах отдельных тектонических блоков, ограниченных флексурами, почти параллельны простиранию слоев и толщ, т. е. имеют общедонецкое направление (рис. 1, 2). На границе смежных блоков, в зонах флексурных складок, отмечается довольно резкое изменение мощности каменноугольных отложений и степени метаморфизма углей. Изопакиты и изоволи изменяют здесь субширотное простирание на субмеридиальное. В зонах шириной около 2 км мощность свит изменяется на 5,7—9,3%, выход летучих веществ угля — на 3,0—4,5% (абсолютных). При этом на поднятых восточных крыльях Ветковской, Чайкиновской и Ясиновской флексур отмечено увеличение мощности осадков и степени метаморфизма углей, а в пределах Калиновской флексуры — уменьшение.

Полученные результаты свидетельствуют о существенном влиянии разломно-блоковой структуры фундамента юго-западной окраины бассейна на характер распределения мощности осадков карбона и соответствующее изменение степени метаморфизма углей. Предположение о возможности подобного влияния в складчатой части бассейна впервые вы-

ментации характеризовался повышенной скоростью опускания и большей интенсивностью накопления осадков. Исключение составляет блок, заключенный между Калиновской и Ясиновской флексурами, где мощность осадков понижена по сравнению со смежной с запада площадью (см. рис. 1). В результате различной скорости опускания смежных тектонических блоков на их границе, в зоне разломов кристаллического основания, в формирующемся осадочном чехле произошло образование конседиментационных изгибов. При этом восточные крылья Ветковской, Чайкинской, Ясиновской и западное крыло Калиновской флексур в конце седиментационного цикла занимали более глубокое гипсометрическое положение по сравнению со смежными блоками. По разнице мощностей изученных свит среднего карбона на разноименных крыльях флексур, выраженной в процентах, условно распространенной на всю вышележащую толщу пород, включая нижнюю пермь, произведен примерный расчет перепада гипсометрического положения угольного пласта k_8 на разноименных крыльях Ветковской, Чайкинской, Калиновской структур и пласта m_3 Ясиновской складки, достигнутого в конце седиментационного цикла (табл. 1). Аналогичные расчеты произведены также исходя из разницы в выходе летучих веществ исследуемых угольных пластов и градиента метаморфизма для соответствующих марок углей путем деления первой величины на вторую и умножения частного на 100 м (см. табл. 1).

Хорошая сходимость результатов, полученных двумя методами, указывает на то, что дифференцированный характер опускания фундамента бассейна и влияние его на условия осадконакопления сохранялись на протяжении всего седиментационного цикла, включая и раннепермское время, а разница в степени метаморфизма углей одноименных пластов в смежных тектонических блоках обусловлена различной максимальной глубиной их погружения к моменту инверсии геотектонического режима в бассейне.

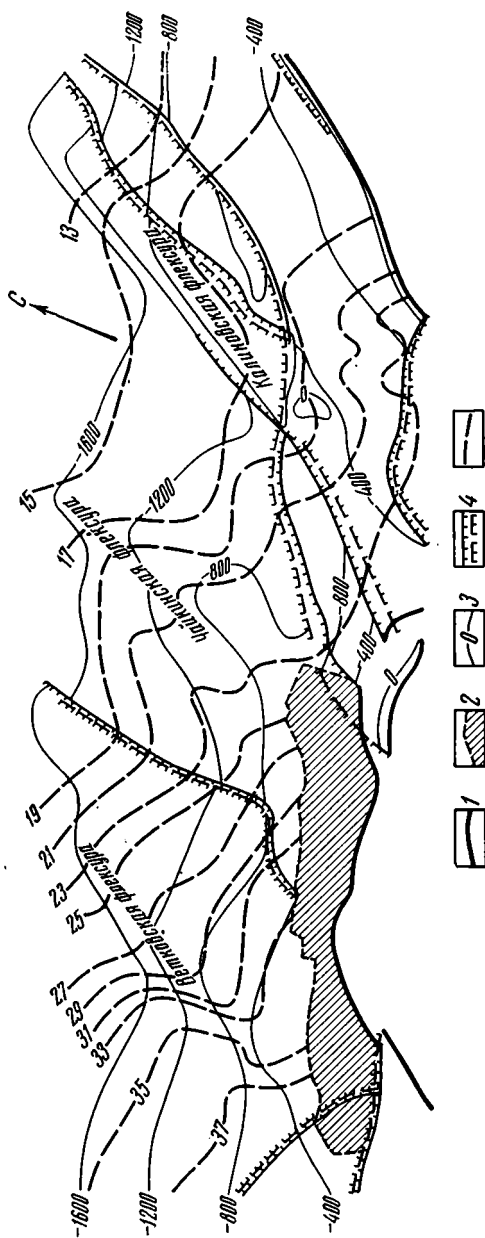


Рис. 2. Изменение степени метаморфизма угля пласта k_8 в зоне развития флексурных складок

3 — выход пласта k_8 на дневную поверхность; 2 — горные работы; 3 — изогипсы угольного пласта, м; 4 — разрывные нарушения; 5 — изоволи (линии равного выхода летучих веществ в углях), %

Определение разницы в гипсометрическом положении изучаемых угольных пластов на различных крыльях флексурных складок (к концу раннепермского времени)

Складка	Разница в мощности осадков карбона, %	Мощность вышележащей толщи пород, м	Разница в выходе летучих веществ g , %	Градиент метаморфизма, % на 100 м	Разница в гипсометрическом положении угольных пластов, м	
					по разнице мощности	по разнице в выходе летучих веществ
Ветковская	6,7	3780	4,5	1,9	250	240
Чайкинская	5,7	3940	4,0	1,9	220	210
Калиновская	6,5	4560	3,0	1,1	300	270
Ясиновская	9,3	4720	4,0	1,0	440	400

Таблица 2

Ориентировочные значения конседиментационных и современных амплитуд флексурных складок по различным стратиграфическим горизонтам

Флексура	Разница в гипсометрическом положении подошв отделов, м				Величина относительного перемещения блоков в период инверсии, в м	Современные амплитуды флексурных складок по подошве отделов, м			
	P_1	C_3	C_2	C_1		P_1	C_3	C_2	C_1
Ветковская	50	200	380	640	740	690	540	360	100
Чайкинская	50	180	340	570	710	660	530	370	140
Калиновская	60	240	450	730	730	790	970	1240	1460
Ясиновская	80	380	740	1230	1400	1320	1020	660	170

По перепаду мощностей осадков на различных крыльях флексур произведен расчет примерных значений разницы в гипсометрическом положении подошв всех отделов карбона, а также нижней перми на смежных тектонических блоках к концу седиментации (табл. 2).

Исходя из ширины зон высоких значений градиентов изменения мощности отложений и степени метаморфизма углей (около 2 км), а также разницы в гипсометрических положениях к моменту инверсии, для каждого отдела карбона и нижней перми рассчитаны ориентировочные величины углов падения пород в зонах перехода от одного тектонического блока к другому (табл. 3).

Полученные цифры свидетельствуют об образовании в конце осадконакопления на границах смежных тектонических блоков существенных изгибов пород, особенно в породах нижнего карбона. Морфологически эти изгибы представляли собой структуры, обращенные по отношению к современным флексурным складкам. Исключение составляла лишь Калиновская флексура. Не исключено, что разломы фундамента проникали в отложения нижнего карбона. В период инверсии бассейна в результате более высокой скорости подъема каждого следующего к востоку тектонического блока в зонах их сочленения происходило формирование обращенных флексурных складок северо-восточного простирания, унаследовавших конседиментационные изгибы. Калиновская флексура развивалась путем прямого наследования конседиментационной структуры. Постседиментационные величины относительных перемещений пород смежных тектонических блоков рассчитаны как алгебраические суммы доинверсионных и современных амплитуд изучаемых структур (см. табл. 2).

По разнице в гипсометрическом положении подошв различных отделов карбона в конце раннепермского времени и величине относительного перемещения блоков в период инверсии определены ориентировочные значения современных амплитуд флексурных складок, рассчитанные для разных стратиграфических горизонтов и выявлен характер изменения этих амплитуд с глубиной (см. табл. 2).

Таким образом, выполненные исследования показали, что поперечные складки в осадочном чехле юго-западной окраины Донецкого бассейна возникли в основном в результате дифференцированных

Таблица 3

Ориентировочные величины углов падения слоев в зонах сочленения смежных блоков в конце раннепермского времени

Флексура	Величины углов залегания слоев, отвечающих подошвам отделов в зонах флексур, в градусах			
	P ₁	C ₄	C ₃	C ₁
Ветковская	1	6	11	18
Чайкинская	1	5	10	16
Калиновская	2	7	13	20
Ясиновская	2	11	20	30

вертикальных движений отдельных блоков фундамента, происходивших в течение длительного времени, начиная с палеозоя и кончая настоящим моментом. При этом в период восходящих движений в бассейне поперечные структуры формировались преимущественно путем обращенного наследования конседиментационных форм. Такая довольно крупная поперечная глыбовая складка, как Волчанская синклиналь, расположенная на западе описываемой площади, согласно нашим исследованиям, сформировалась путем

обращенного наследования конседиментационной положительной структуры с углами падения пород на крыльях к концу раннепермского времени от 1—2° в отложениях верхнего карбона до 7—8° в нижнекарбонных образованиях. По динамическим условиям формирования флексуры являются надразломными структурами (Косыгин, 1969), каждой из которых соответствует разлом в жестком основании бассейна.

Стержневыми тектоническими элементами северной окраины Донецкого бассейна являются региональные разрывы, локализующиеся в полосе шириной 20—25 км и кулисообразно сменяющиеся друг друга с северо-запада на юго-восток (Северодонецкий, Марьевский, Алмазный, Каменский, Глубокинский, Главный Краснодарский и др.). Резкие складки с крутыми и даже опрокинутыми крыльями и надвиги севернее региональных разрывов сменяются спокойным, почти моноклинальным, залеганием пород карбона, осложненным лишь редкими разрывами преимущественно сбросового типа и брахиантиклиналями, локализующимися преимущественно в опущенном крыле Краснорецкого сброса (рис. 3). Углы падения пород на крыльях таких структур не превышают 5—10°. Многие исследователи отмечают признаки конседиментационного развития сбросов и куполообразных структур этой площади (Терентьев, 1967; Гончаров, Кабышев, Шевченко, 1968; Редичкин, Кабалов, 1971, и др.).

Для выяснения времени и механизма образования тектонических структур Старобельско-Миллеровской моноклинали авторы провели детальный анализ изменения мощности каменноугольных отложений, их литофациального состава и степени метаморфизма углей на указанной площади, а также в зоне ее сочленения со складчатым Донбассом. Наиболее детальные исследования проведены по отложениям свиты C₂⁷ среднего карбона, которые повсеместно распространены и лучше всего изучены.

Сопоставление изопахит свиты C₂⁷ с современным структурным планом пласта *m*₃ убедительно свидетельствует о начале формирования

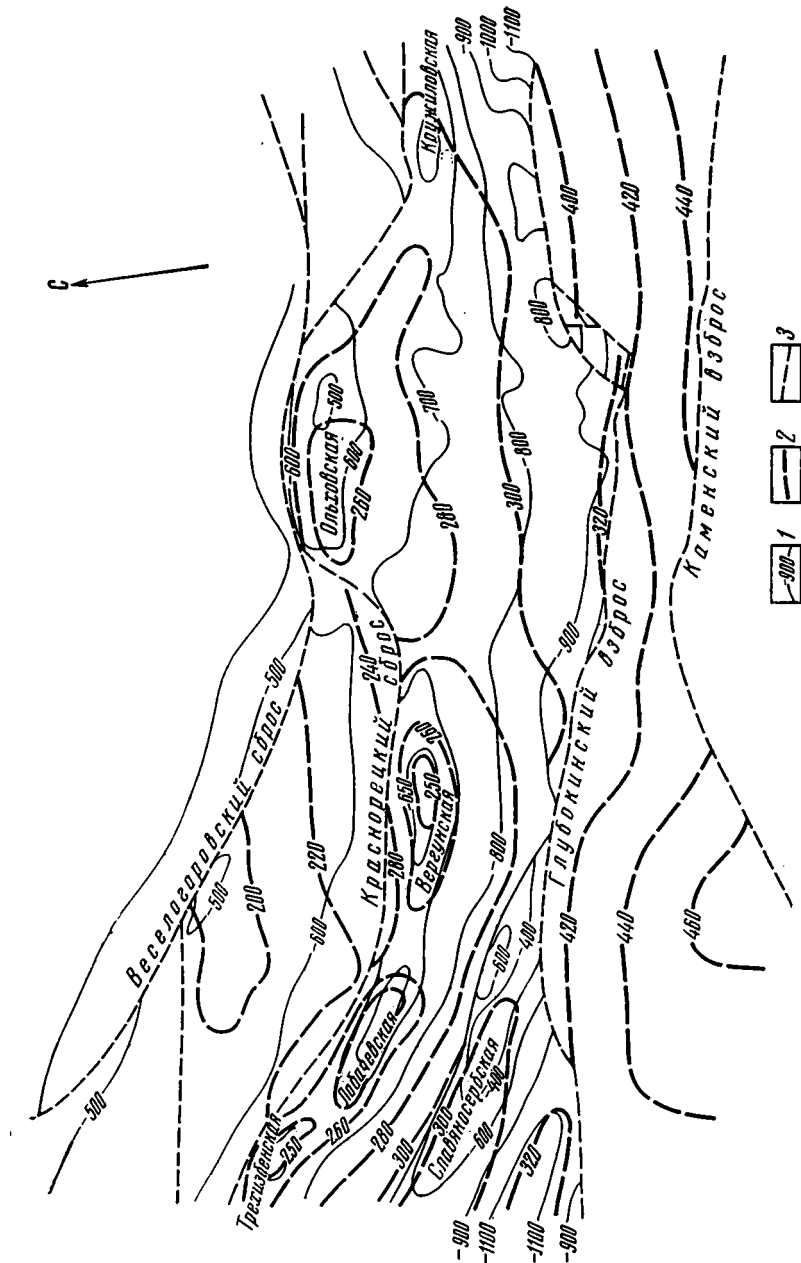


Рис. 3. Изменение мощности свиты C_2^7 на северной окраине Донецкого бассейна
 1 — изогипсы пласта m_3 , в м; 2 — разрывные нарушения; 3 — изопахиты свиты C_2^7 , в м.

изгибов пород еще в период отложения каменноугольных осадков (см. рис. 3). Для решения вопроса, являются ли данные формы полностью конседиментационными или их формирование продолжалось и в постседиментационный период, нами, исходя из градиентов изменения мощности свиты C_2^7 на крыльях складок, рассчитаны вероятные изменения гипсометрии пласта m_3 на 1 км расстояния вкrest простирания всех структур, существовавших в конце карбона и в ранней перми, а также произведено сопоставление этих данных с современной гипсометрией того же пласта. Полученные результаты указывают, что формирование большинства брахискладок закончилось примерно в начале ранней перми, а некоторых даже в конце позднего карбона. Что касается Красно-

поповской и Славяносербской структур, находящихся в непосредственной близости от Северодонецкого и Глубокинского взбросов, то их формирование продолжалось и в постседиментационный период. Об этом свидетельствуют расчетные данные, а также четкое повторение отложениями триаса и верхнего мела форм складок (углы падения слоев достигают 3—5°). Резкое, скачкообразное увеличение мощности осадков карбона в опущенных юго-западных крыльях сбросов (на 4—17%) свидетельствует об их конседиментационном развитии (см. рис. 3).

Для выяснения последующей истории формирования сбросов нами на основании интенсивности изменения мощности свит C_2^7 и C_2^6 на разноименных крыльях разрывов выполнен расчет среднего значения амплитуд смещения, достигнутого к концу карбона и ранней перми. С этой же целью произведен примерный расчет изменения гипсометрических уровней пластов m_3 и l_3 на разных крыльях сбросов по разнице в содержании аналитической влаги в углях, являющейся показателем степени метаморфизма для длиннопламенных углей, и градиенту изменения содержания аналитической влаги на 100 м по вертикали. Результаты расчета амплитуд сбросов двумя методами дают однозначные и довольно близкие цифры, указывающие на то, что разрывные движения по сбросам происходили, видимо, до конца раннепермского времени. В период инверсии бассейна в результате более высокой скорости подъема территории, расположенной южнее сбросов, по разрывам происходили незначительные реверсивные движения, сократившие прежние доинверсионные амплитуды смещения в среднем примерно на 50%. Все перемещения по сбросам закончились в палеозое. Отложения мезозоя (триас и верхний мел) залегают без заметных разрывов сплошности.

В опущенных крыльях Северодонецкого и Глубокинского взбросов развиты Краснопоповский и Славяносербский надвиги с юго-западным падением смесителей и амплитудами смещения 250—400 м по карбону, 80—300 м по мезозою. Заметно скачкообразное увеличение мощности карбона в юго-западных крыльях разрывов, особенно у Краснопоповского (примерно на 10—12%), что свидетельствует о их конседиментационном развитии с последующим превращением в надвиги. Последние образовались в результате реверсивных постседиментационных движений, которые продолжались, как и у региональных взбросов, до кайнозоя. Все это позволяет говорить не только о структурной, но и о генетической связи Краснопоповского и Славяносербского надвигов с Северодонецким и Глубокинским взбросами, ответвлениями которых они являются.

Чтобы ответить на вопрос, имели ли конседиментационные складчатые и разрывные структуры геоморфологическое выражение в рельефе дна бассейна осадконакопления, нами был проведен литофациальный анализ отложений свиты C_2^7 . Анализировалось изменение общей и рабочей угленосности, содержания песчаников и известняков. Выполненные исследования позволили установить довольно четкую зависимость между характером распределения общей и рабочей угленосности свиты и складчатыми формами (рис. 4). Наиболее высокая угленосность, как общая, так и рабочая, приурочена к сводам брахиантиклинальных структур. По мере удаления от сводов угленосность отложений снижается. В региональном плане заметно существенное снижение угленосности в восточном направлении. К сводам положительных структур тяготеют также площади с максимальным содержанием песчаников. В то же время содержание известняков в отложениях свиты C_2^7 от складчатых форм не зависит. Заметно лишь региональное увеличение количества известняков в северо-восточном направлении. Что же касается разрывных деформаций, то даже самые крупные из них (Глубокинский разлом и др.) не служат границами заметных изменений литофаций. Такое явление, по всей вероятности, следует объяснять интенсивным сносом тер-

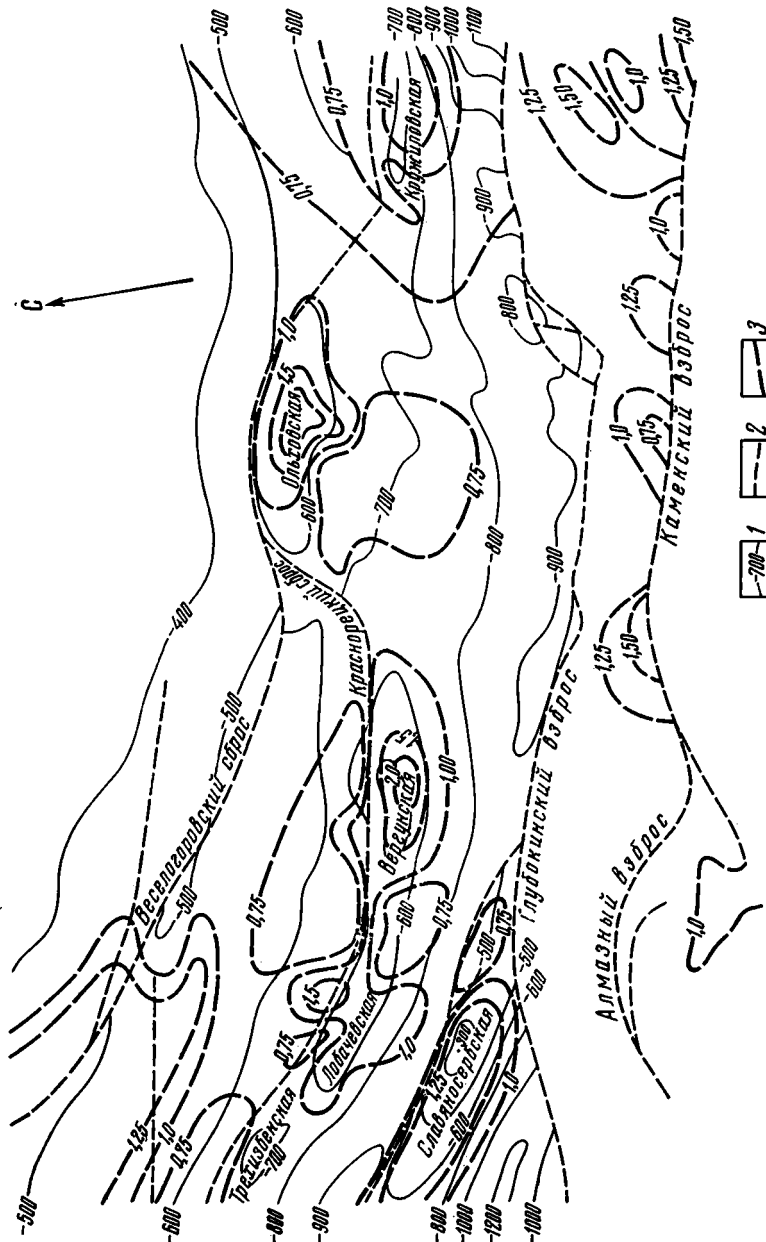


Рис. 4. Изменение общей угленосности свиты C_2^3 на северной окраине Донецкого бассейна: 1 — изогипсы пласта m_3 , в м; 2 — разрывные нарушения; 3 — изолинии общей угленосности свиты C_2^3 , %

ригенного материала в сторону опущенного крыла разрыва, в результате чего степень компенсации прогибания по обе стороны разрыва была одинаковой.

Все сказанное выше убеждает нас в том, что в рельефе дна бассейна седиментации геоморфологически выражены были лишь брахиантиклинальные структуры, характеризовавшиеся наиболее мелководным по сравнению с остальной площадью режимом осадконакопления.

Локализация рассмотренных складчатых структур вдоль разрывных нарушений, их ориентировка по отношению к простираанию сместителей, морфология и время их формирования почти не оставляют никаких сомнений в том, что по динамике и кинематике образования они являются приблоковыми (приразломными) складками (Михайлов, 1957; Ханн, 1957; Цейслер, 1965; Косыгин, 1969). По всей вероятности, это

один из довольно редких примеров генетически «чистых» разновидностей складчатых структур. Аналогичные предположения высказаны и другими исследователями (Кабышев, 1968; Редичкин, Кабалов, 1971). При этом среди брахискладок рассматриваемой площади по условиям образования выделяются два типа — связанные со сбросами. и с взбросами. К первому типу относятся все складчатые структуры опущенных крыльев Краснорецкого сброса и его юго-западной ветви. Образование их обусловлено уменьшением горизонтальной поверхности каменноугольных отложений в результате сжимающих усилий, возникающих в массиве горных пород в процессе перемещения по разрывам. Поскольку разрывные движения по сбросам происходили в период осадконакопления, формирование складчатых структур приурочено к этому же времени. Ко второму типу складчатых деформаций относятся структуры опущенных крыльев Северодонецкого и Глубокинского взбросов (Славяносербская, Краснопоповская и ряд более мелких). Продольный изгиб слоев здесь обусловлен сжимающими усилиями, вызванными перемещением пород вверх по плоскостям разрывов. Подобно взбросам формирование складок этого типа продолжалось и в постседиментационное время.

Высказанные представления об условиях формирования тектонических структур Старобельско-Миллеровской моноклинали позволяют более широко и обоснованно подойти к решению вопроса о северной границе Донецкой субгеосинклинали и характере ее сочленения с платформенной структурой — Воронежской антеклизой. Как известно, единого представления по этому вопросу у исследователей нет. Наиболее распространенным и признанным является мнение о том, что граница между складчатым Донбассом и его платформенной окраиной резкая и представляет региональными разломами — Северодонецким, Глубокинским, Каменским (Дубинский, 1956; Попов, 1963; Погребнов, 1965; Нагорный, Нагорный, 1971; Редичкин, Кабалов, 1971, и др.). Большая разница в степени дислоцированности каменноугольных и более молодых отложений по обе стороны от указанных разрывов, существенное отличие в условиях формирования тектонических структур (и по механизму, и по времени образования), резкое скачкообразное уменьшение мощности каменноугольных отложений (до 29%) в опущенных крыльях взбросов (Нагорный, Нагорный, 1971) — все это убедительно свидетельствует о том, что северные региональные взбросы являются границей не только между площадями с различной морфологией складок и разрывов, а в первую очередь разграничивают тектонические структуры с различным геотектоническим режимом на всех стадиях развития.

В свете новых данных об условиях формирования тектонических структур Старобельско-Миллеровской моноклинали нельзя согласиться с выводами тех исследователей, по мнению которых Донецкая субгеосинклиналь на севере постепенно и плавно переходит в платформенные структуры (Терентьев, 1967; Белоконь, 1966; Гончаров и др., 1968). Указанные авторы не находят принципиального различия ни в условиях накопления осадков карбона по обе стороны от Северодонецкого, Глубокинского и Каменского взбросов (Белоконь, 1966), ни в тектонических структурах (Терентьев, 1967), ни в условиях их формирования (Гончаров и др., 1968). В соответствии с этим северная граница между субгеосинклинальной и платформенной частями Большого Донбасса ими отодвигается дальше на север и проводится по Краснорецкому сбросу (Терентьев, 1967; Гончаров и др., 1968) или по линии Стрельцовка — Белолуцк — Ново-Александровка, совпадающей с выходом под подошву меловых отложений пород свиты S_2^4 (Белоконь, 1966). Ошибочность подобных выводов совершенно очевидна.

Представление о том, что Донецкая субгеосинклиналь соединяется с Воронежской антеклизой через предгорный прогиб, возникший в позд-

нем карбоне и ранней перми (Соболев, 1949; Лапкин, 1951, 1961, 1964; Усков, Винтер, 1971), наименее обосновано. Если бы такой прогиб существовал в действительности, он должен был иметь определенное выражение в современной структуре территории, прилегающей с севера к региональным разрывам, чего на самом деле нет (см. рис. 3).

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Затянувшаяся дискуссия о существовании в Донском бассейне конседиментационной фазы в развитии складчатых форм вызвана в основном различным пониманием отдельными исследователями складчатости и ее природы. Той складчатости, как понимал ее М. М. Тетяев, к концу седиментационного цикла в Донском бассейне не существовало. Если же стать на противоположную точку зрения и складками считать любой изгиб слоистой толщи, независимо от его формы, величины и происхождения, то такая складчатость формировалась в процессе седиментации на площадях со сравнительно небольшой мощностью осадков (в переходной зоне от субгеосинклинали к платформе) в результате дифференцированного характера опускания отдельных блоков фундамента. Вслед за С. С. Шульцем (1970) складки подобного типа мы склонны именовать эпейрогеническими.

2. Созданные к концу седиментации складчатые структуры морфологически представляли собой преимущественно пологие выгибы и прогибы слоев, которые в значительной степени были переработаны последующими мощными тектоническими движениями постседиментационного периода, создавшими в основном складчатость Донецкой субгеосинклинали.

3. В субгеосинклинальных центральной и юго-восточной частях Донского бассейна вследствие большой мощности палеозойского осадочного чехла дифференцированный характер опускания отдельных блоков кристаллического основания заметно не отразился на процессе осадконакопления, в результате чего конседиментационные складчатые формы здесь отсутствовали.

4. Формирование платформенной складчатости южного крыла Воронежской антеклизы полностью закончилось к началу восходящих движений в бассейне, т. е. в период седиментации.

Литература

- Белоконь В. Г. О северной границе Донского бассейна.— В кн.: Тезисы докл. II геологической конференции. Лутугинские чтения. Изд. Ворошиловградского обл. правления НТГО, 1966.
- Белоконь В. Г. Взаимосвязь осадконакоплений со складчатыми структурами Донского бассейна.— Геотектоника, 1967, № 1.
- Гончаров Е. К., Кабышев Б. П., Шевченко А. Ф. Характер тектонического развития северной краевой части Доно-Днепровского прогиба в каменноугольный период.— В сб.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины. «Недра», 1968.
- Дубинский А. Я. К вопросу о происхождении Донского бассейна.— В кн.: Материалы по геологии Европейской территории СССР. Госгеолтехиздат, 1956.
- Кабышев Б. П. Механизм формирования конседиментационных структур (на примере Донбасса).— Геотектоника, 1968, № 1.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Лапкин И. Ю. О Преддонецком прогибе.— Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 2.
- Лапкин И. Ю. О тектонической природе Преддонецкого прогиба.— Сов. геология, 1961, № 7.
- Лапкин И. Ю. Большой Донбасс в свете новых данных.— В кн.: Тр. совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых. Изд-во Харьковск. ун-та, 1964.
- Михайлов А. Е. Классификация эндогенной складчатости.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, № 4.
- Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. О природе северных региональных разрывов Донбасса.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1971, № 6.
- Нагорный В. Н., Нагорный Ю. Н. Положение границ групп метаморфизма углей относительно складчатых дислокаций северо-западной части Донбасса.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1971, № 12.

- Нагорный В. Н., Нагорный Ю. Н. О характере изменения мощности отложений карбона в Донбассе по новым данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972, № 1.
- Погребнов Н. И. Региональная тектоника Волго-Донской нефтегазоносной области.— В сб.: Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Изд-во Ростовск. ун-та, 1965.
- Попов В. С. Тектоника Донецкого бассейна.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Редичкин Н. А., Кабалов В. К. Структурные особенности и условия формирования среднекаменноугольных отложений на севере Донецкого бассейна.— Геол. ж. АН УССР, 1971, № 5.
- Соболев Д. Н. Проблема нефти в Амадоцийском бассейне.— Тр. научно-геологического совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд-во АН СССР, 1949.
- Терентьев Е. В. О некоторых признаках угасания Северо-Донецкого и Марьевского надвигов на глубине.— В кн.: Тезисы докл. II геологической конференции. Лутугинские чтения. Изд. Ворошиловградского правления НТГО, 1966.
- Терентьев Е. В. Новые данные о тектонике северной окраины Донбасса и перспективы поисков газоносных структур.— Сов. геология, 1967, № 3.
- Усков М. В., Винтер А. М. Северные «краевые» надвиги Восточного Донбасса.— В кн.: Геология и разведка угольных месторождений. «Недра», 1971.
- Ханин В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, № 5.
- Цейслер В. М. Разновидности глыбовых складок в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 1.
- Шировков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона.— Сов. геология, 1938, № 12.
- Шировков А. З., Алымов Д. Ф. Тектоника и вулканизм Западного Донбасса.— В кн.: Закономерности угленакопления на территории Западного Донбасса. Госнаучтехиздат, 1963.
- Шульц С. С. Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.

Управление геолого-тематических
и проектно-экспертных работ
МУП УССР

Статья поступила
15 декабря 1971 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. А. НИКОНОВ

УДК 551.248.2(575.3/581)

О ЗАМЕЧАНИЯХ С. А. ЗАХАРОВА К СТАТЬЕ А. А. НИКОНОВА
«ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ АНАЛИЗ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТониКИ
АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ» (ГЕОТЕКТОНИКА, № 1, 1970)

Публикацию отклика С. А. Захарова (Геотектоника, 1971, № 6) трудно объяснить, если не признать важность и актуальность затронутых в статье вопросов. Поэтому очень важно рассмотреть, что и как обсуждает и критикует С. А. Захаров.

В статье отмечены те основные черты тектоники четвертичных отложений, которые могут считаться доказанными предшествующими исследованиями. Затем приведен совершенно новый фактический материал по закономерностям распределения вертикальных движений в пределах отделов четвертичного периода и по отдельным крупным тектоническим структурам как советской, так и афганской частей депрессии. Впервые проведенный количественный, дифференцированный во времени и пространстве, анализ четвертичной тектоники привел автора к двум принципиальным выводам: о периодичности тектонической активности в антропогене с продолжительностью фаз в первые сотни тысяч лет и об общем ослаблении интенсивности и размаха движений от конца неогена к настоящему времени.

Ни новый методический подход, ни фактический материал, ни основные результативные положения в «Замечаниях» С. А. Захарова не отражены. Наоборот, в тексте С. А. Захарова сквозит тенденция показать, будто автор статьи претендует на оригинальность в отдельных наблюдениях и выводах, которые были сделаны до него. Это, однако, не только не следует из текста статьи, но и прямо ему противоречит (см. стр. 101, 103, 104, 105). Другое дело, что список цитированной литературы мог быть полнее (Бархатов, 1957; Губин, 1960; Захаров, 1955; Меламед, 1965; Никонов, 1970; Чедия, 1964, и др.).

Основные замечания С. А. Захарова включают три пункта.

О горизонтальных движениях. Приводя цитату со стр. 103, С. А. Захаров пишет: «читатель вправе сделать на основании этих фраз естественный, но ошибочный вывод, что горизонтальных движений не было». Уверен, что читатель статьи такого вывода не сделает, ибо он прочтет фразу не так, как она цитирована С. А. Захаровым, а целиком: «Большинство авторов считает, что (С. А. Захаров, находящийся в меньшинстве пропустил это начало, А. Н.) в эпоху новейшей активизации развивались вертикальные движения, в то время как следы сколько-нибудь существенных горизонтальных движений в депрессии не фиксируются. Проведенное нами изучение четвертичных движений вполне с этим согласуется». Речь ясно идет о том, что в депрессии отсутствуют следы сколько-нибудь существенных по сравнению с вертикальными горизонтальных движений четвертичного времени.

С. А. Захаров напрасно думает, что «автор и многие другие» обращают «внимание только на вертикальную составляющую смещений». Автору по личным исследованиям и по литературе известен ряд фактов надвигания дочетвертичных отложений на четвертичные в депрессии. Однако ни по распространению, ни по амплитуде (преимущественно десятки, редко сотни метров) они не идут ни в какое сравнение с величинами и повсеместностью вертикальных движений. К тому же структурное положение ряда небольших по масштабу явлений четвертичного надвигания в грабенах на сводах и крыльях антиклиналей (Ходжа-Казиян, Дегимахмут, Вахская и др.), переходы по простиранию и падению в вертикальные разрывы позволяют считать их частными явлениями «козырькового» или гравитационного характера. Утверждение С. А. Захарова, что «почти все они (разрывы, А. Н.) являются надвигами, нередко весьма пологими», отражают его субъективные воззрения. Во всяком случае приповерхностные части разрывов в четвертичных и верхнеплиоценовых отложениях и на советской и на афганской территории депрессии в подавляющем числе наблюдаются вертикальны или субвертикальны. Явления надвигания в четвертичное время с горизонтальными перемещениями

ми в сотни метров и, возможно, первые километры в отдельных участках депрессии (Ходжи Мумын, хр. Петра I) могут быть связаны с соляной тектоникой.

Никаких крупных сдвигов четвертичного времени в депрессии также не установлено. Специальные исследования показали, что смещения по Дарваз-Каракульскому («Бадахшанскому») разлому, где С. А. Захаров (1969) обоснованно высчитывает сдвигание на 4—5 км за голоцен, носят характер взбросово-сдвиговых с амплитудой горизонтального перемещения в 10—20 м в результате единовременной сейсмотектонической подвижки позднеголоценового времени и вероятной амплитудой за конец позднего плиоцена и плейстоцен 1,8 км.

Отдельные известные факты горизонтальных движений не могут быть положены в основу дифференцированного по структурным зонам и временным фазам анализа и количественной оценки тектонических движений четвертичного времени, что являлось задачей статьи. Не случайно также автор «не задается вопросом» (правильнее — не касается в статье вопроса) «о горизонтальном движении масс». Методы изучения четвертичной тектоники, как известно, таковы, что позволяют уверенно судить только о приповерхностных частях структур. Исследования по четвертичной тектонике не могут быть руководящими при решении проблемы генезиса складчатости в осадочном чехле.

О перестройке структурного плана. И в этом вопросе С. А. Захаров приписывает автору утверждение, ему не принадлежащее. В статье ясно говорится о том, что поднятия, поперечные к основным неогеновым структурам, начали формироваться в течение антропогена, особенно второй его половины в зоне Кулябского прогиба. Этот вывод в статье никоим образом не относится к депрессии в целом, как произвольно представляет С. А. Захаров. Не может быть сомнений, что в статье обсуждаются условия и перестройка структурного плана в антропогене по отношению к новейшей, неогеновой структуре, а не вопросы унаследованности развития на протяжении палеозойской и мезокайнозойской истории. Поэтому в рассматриваемом аспекте даже для депрессии в целом не имеет значения, кто и когда писал о формировании поперечных структур в палеозое и мезокайнозое.

О градиенте скорости вертикальных движений. Неверно утверждение С. А. Захарова, будто в табл. 2 «величины градиентов для депрессии опущены». Они приведены в этой таблице во 2-й колонке с соответствующим подзаголовком. Вместе с тем С. А. Захаров прав в том, что расчет градиентов скорости движений в зонах разрывов остается читателю не вполне понятным. Необходимо было пояснить, что этот расчет для зон разрывов и флексур велся на условную их ширину в 1 км. Этот мой недочет в пояснении методики отсутствует в статье М. В. Гзовского и А. А. Никонова (1968), вышедшей из печати задолго до обсуждаемой статьи. Таким образом, полученные величины, хотя и могут рассматриваться как условные, но вместе с тем являются для всех расчетов равнозначными и вполне сравнимыми.

С. А. Захаров не заметил нового в статье, направил основную критику мимо содержания статьи, приписав автору не принадлежащие ему утверждения, и на этом основании подверг сомнению значимость приведенных в статье результатов. Создается впечатление, что «Замечания» С. А. Захарова имели целью не столько обсудить фактическое содержание статьи, сколько защитить его крайние «горизонталистские» представления, не подтверждаемые фактическим материалом по четвертичной тектонике Афгано-Таджикской депрессии. Фактический материал и выводы автора «Замечаниями» С. А. Захарова, как видно, несколько не поколеблены.

Литература

- Бархатов Б. П. К геологии кулябской свиты Таджикской депрессии.— Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол. наук, 1957, вып. 9.
- Гзовский М. В., Никонов А. А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 10.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Захаров С. А. Проявление современной складчатости в Таджикской депрессии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1955, т. 30, № 1.
- Захаров С. А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии.— В сб.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969.
- Меламед Я. Р. Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде. В кн.: Вопросы геол. строения и перспектива нефтегазоносности Таджикистана, Душанбе, «Ирфон», 1965, вып. 1.
- Никонов А. А. Молодое складкообразование в центральной части Афгано-Таджикской депрессии.— В сб.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, 1970.
- Чедия О. К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере юга Средней Азии).— В сб.: Матер. по геологии Памира, Душанбе, 1964, вып. 2.

Редакционная коллегия:

В. В. БЕЛОУСОВ, 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 (заместитель главного редактора), В. Е. ХАИН,
Ю. М. ШЕЙМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции:

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

К НАШИМ ЧИТАТЕЛЯМ

В целях обеспечения своевременной доставки нашего журнала каждому подписчику присвоен постоянный цифровой код, который будет сообщен Вам Центральным подписным агентством «Союзпечать».

При возобновлении подписки на 1974 и последующие годы код следует проставлять на нижней строке абонемента, справа от фамилии, инициалов (наименования организации, выписывающей данное издание).

Технический редактор *Т. И. Сафронова*

Сдано в набор 6/VII-1973 г. Т-09834. Подписано к печати 3/IX-1973 г. Тираж 1860 экз.
Зак. 5539. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 10,5+1 вкл. Бум. л. 3³/₄. Уч.-изд. листов 12,2.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В 232

ПЕСОЧНИЙ ПЕР 3-42

МАКАРЦЕВУ Г И

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к

Индекс

70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

В магазинах «Академкнига» имеются в продаже книги:

Пронин А. А. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА. Варисский цикл. 1965. 160 стр. 1 р. 03 к.

Разницын В. А. ТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО ТИМАНА. 1968. 221 стр. 2 р. 01 к.

Разницын В. А. ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО ТИМАНА. 1964. 151 стр. 1 р. 09 к.

Соловьев В. А. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ. 1968. 127 стр. 78 к.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. Совместная Советско-Монгольская геологическая экспедиция. 1970. 148 стр. 1 р. 47 к.

ТЕКТОНИКА И РАЗМЕЩЕНИЕ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1968. 188 стр. 1 р. 16 к.

ТЕКТОНИКА СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ. Труды сессии Отделения наук о Земле АН СССР. 1968. 234 стр., 1 р. 52 к.

ТЕКТОНИКА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ КАЛИЕНОСНОСТИ. 1965. 180 стр. 85 к.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ КОНТИНЕНТОВ. На XXII сессии Международного геологического конгресса. 1967. 183 стр. 1 р. 26 к.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕНОСНЫХ ВПАДИН СЕВЕРА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ. 1970. 171 стр. 1 р. 48 к.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ (РУССКОЙ) ПЛАТФОРМЫ. 1965. 194 стр. 1 р. 22 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам:

Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; Ленинград, П-110, Петрозаводская ул. 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига»; Киев, ул. Ленина, 42; Новосибирск, Красный проспект, 51 или в ближайший магазин «Академкнига».

