

*Юльмаровичу*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1973

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1973 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

А. В. Пейве. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение . . . . .	3
А. С. Перфильев, С. В. Руженцев. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах . . . . .	14
О. М. Розен, М. С. Марков. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) . . . . .	27
П. Н. Кропоткин. Глыбовые тектонические структуры на Марсе . . . . .	40
<u>М. З. Гзовский</u> , А. А. Никонов. Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры . . . . .	45
А. А. Фролов. Структурное положение массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов . . . . .	59
Л. М. Парфенов. Дислокации метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии) . . . . .	64
Е. П. Васильев. Анализ перекрестной складчатости Слюдянского района (Юго-Западное Прибайкалье) . . . . .	78
Н. М. Мокрушин, Б. И. Тарбаев. Строение фундамента восточной части Тимано-Печорской области в свете последних данных бурения и геофизики . . . . .	88
А. А. Свиточ, Ю. А. Кублин. Ультракомпенсационные мульды Прикаспийской впадины и возможные условия их образования . . . . .	95
О. Д. Суетенко. Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии . . . . .	102
Л. Г. Плехотный, Н. М. Чир. Горностаевский поперечный разлом (Керченский полуостров) . . . . .	116

## Рецензии

А. Е. Шлезингер. Предыстория молодых платформ . . . . .	122
---	-----

## Хроника

Проблемы тектоники Припятского прогиба (Первое Белорусское республиканское тектоническое совещание) . . . . .	126
---	-----

## GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1973

## CONTENTS

<b>A. V. Peive.</b> The tectonics and evolution of the Urals and the Appalachians — a comparison	3
<b>A. S. Perfiliev, S. V. Ruzhentsev.</b> The structural position of gabbro-ultrabasic complexes in folded belts	14
<b>O. M. Rozen, M. S. Markov.</b> On the origin of amphibolites in the metamorphic melanocratic basement of island arcs (on the example of Ganai ridge on Kamchatka)	27
<b>P. N. Kropotkin.</b> Tectonic block structures on the Mars	40
<b>M. Z. Gzovsky, A. A. Nikonov.</b> Tectophysical interpretation of recent crustal movements	45
<b>A. A. Frolov.</b> The structural position of ultrabasic-alkaline and carbonatite massifs	59
<b>L. M. Parfenov.</b> Dislocation of Precambrian metamorphic rock masses and methods of their study (on the example of the Precambrian of Scotland)	64
<b>E. P. Vasiliev.</b> An analysis of the intersecting folding in Sliudiansk region (South-Western Baikal area)	78
<b>N. M. Mokrushin, B. I. Tarbaev.</b> Basement structure in the eastern part of Timan-Pechora area in the light of latest drilling and geophysical data	88
<b>A. A. Svitoch, Yu. A. Kublin.</b> Ultracompensated troughs of the Caspian basin and possible conditions of their formation	95
<b>O. D. Suetenko.</b> The structure of a Hercynian eugeosynclinal depression in South-Eastern Mongolia	102
<b>L. G. Plakhotny, N. M. Chir.</b> The Gornostaevo transverse fracture (Kertch Peninsula)	116

## Reviews

<b>A. E. Shlezinger.</b> The prehistory of young platforms	122
--	-----

## Chronicle

Tectonic problems of the Pripiat depression (First Belorussian Republican Tectonic Conference)	126
--	-----

УДК 551.240(234.85+237.2)

**А. В. ПЕЙВЕ****ТЕКТОНИКА И РАЗВИТИЕ УРАЛА И АППАЛАЧЕЙ —  
СРАВНЕНИЕ**

Проведено сравнение тектоники Урала и Аппалачей. Показано, что их эвгеосинклинальные зоны развивались на коре океанического типа, описана стадийность развития геосинклиналей и рассмотрена роль горизонтальных движений в формировании складчатой структуры этих областей.

**ВВЕДЕНИЕ**

Летом 1972 г. мне удалось проделать ряд геологических маршрутов в Северных Аппалачах сначала на территории США к северу от Вашингтона, затем во время Международного геологического конгресса на территории Канады от Монреаля до Ньюфаундленда. Маршруты в США выполнялись под руководством лучшего знатока геологии Аппалачей Дж. Роджерса, а в Канаде кроме Дж. Роджерса экскурсиями руководили канадские ученые В. Пул и Р. Сан-Жульен.

На Североамериканском континенте меня прежде всего интересовали проблемы геологии офиолитовых поясов и их сравнение с другими офиолитовыми поясами мира. С этой целью был выполнен ряд маршрутов также в офиолитовом поясе Калифорнии под руководством Э. Бейли, Дж. Кроувелла, К. Нелсона, В. Эрнста, К. Хопсона и Дж. Локвуда.

Пользуюсь случаем поблагодарить перечисленных ученых США и Канады, показавших мне наиболее интересные объекты и принявших участие в обсуждении материалов вместе с многими другими геологами, участвовавшими в полевых экскурсиях. Особенно я обязан Э. Бейли и Дж. Роджерсу, которые не только помогли мне организовать двухмесячное геологическое путешествие в Северной Америке, но и сделали его интересным и приятным.

Урал и Аппалачи во многом сходны. Они одинаково расположены по отношению к древним платформам, разделены огромными глубинными разломами на две части: западную — миогеосинклинальную и восточную — эвгеосинклинальную, имеют сходную внутреннюю структуру и геологическое развитие. Но в некоторых отношениях эти складчатые сооружения заметно отличаются.

В рамках одной статьи, разумеется, невозможно дать исчерпывающее сравнение этих складчатых сооружений. Здесь я рассмотрю лишь некоторые черты строения и развития эвгеосинклинальных зон Северных Аппалачей и Урала, которые все еще остаются в отличие от миогеосинклинальных зон менее изученными.

Аппалачские экскурсии Международного геологического конгресса в Канаде были посвящены ознакомлению с новейшими данными по структуре эвгеосинклинальной части Аппалачей.

Многие предполагают, что в основании эвгеосинклиналей лежит метаморфический гранито-гнейсовый фундамент ранних циклов развития земной коры, погруженный на большую глубину. В палеозойских эвгеосинклиналях этот фундамент является, как считают, непосредственным продолжением докембрийского кристаллического фундамента смежных с эвгеосинклиналями континентальных блоков земной коры. В мезозойских же эвгеосинклиналях фундаментом могут служить, согласно этой концепции, структуры палеозойского цикла развития.

В настоящее время, однако, появилось много данных, показывающих, что, когда в результате тектонических процессов в складчатых зонах, возникших в эвгеосинклиналях, выводятся на поверхность наиболее древние глубинные горизонты земной коры, они представлены не гранито-гнейсами или иными кислыми породами, а ультраосновными и основными метаморфизованными породами. Более того, оказалось, что в складчатых зонах разного возраста сходны не только отдельные члены этой офиолитовой ассоциации горных пород, лежащей в основании разрезов эвгеосинклиналей, но и сходна определенная последовательность пород в разрезах от гипербазитов внизу до метаморфизованных базальтов и пелагических или иных морских отложений вверх. Многие ученые в разных странах независимо друг от друга недавно пришли к заключению, что эти разрезы в эвгеосинклиналях представляют собой кору океанического типа геологического прошлого.

Пожалуй, нигде в мире так широко не распространены гипербазиты и ассоциирующиеся с ними габброиды, габбро-амфиболиты и амфиболиты, как на Урале. И в этом отношении Урал заметно отличается от Аппалачей, где меланократовый фундамент был погружен на значительную глубину, залегая под мощнейшими сериями граувакк и частично вулканитов нижнего палеозоя.

На Урале особенно полные разрезы, отдельные члены которых по простиранию непрерывно прослеживаются на несколько сот километров, описаны на Полярном Урале (Пейве и др., 1972). Здесь в основании круто падающей к востоку тектонической пластины лежит слой гипербазитов 10—15 км мощностью, сложенный дунитами и гарцбургитами. Разрез гипербазитовой пластины венчается мощным (до 1 км) горизонтом линзовидно переслаивающихся дунитов, клинопироксенитов, верлитов, троктолитов и фореленштейнов. Предполагается, что эти породы образовались по дунитам и гарцбургитам в результате процессов высокотемпературного метасоматоза, сопровождавшегося привнесом кальция и алюминия.

Стратиграфически выше располагается сложнодислоцированная ассоциация габброидов, габбро-амфиболитов и амфиболитов. Мощность этого комплекса 5—7 км. В состав комплекса входят амфиболитизированные метасоматические апогипербазитовые габбро, ортомагматические габброиды и амфиболиты, в которых обнаруживаются реликты вулканогенных основных пород. Последние слагают верхи разреза этой ассоциации.

Восточнее и структурно выше габбро-амфиболитового комплекса почти непрерывно тянется полоса тоналитов и плагиогранитов, которые в значительной части, по-видимому, образовались метасоматически за счет габбро-амфиболитов, реликты которых наблюдаются среди названных гранитоидов. Комплекс меланократовых пород и плагиогранитов на Полярном Урале трансгрессивно перекрыт эффузивно-осадочными отложениями среднего девона, однако в южных районах Урала обломки меланократовых пород были найдены на разных стратиграфических уровнях, начиная с низов ордовика. Радиометрические определения возраста тоналитов и плагиогранитов, которые явно моложе габбро-амфиболитов,

дали 430—440 млн. лет, а новообразованные флогопиты и роговая обманка в гипербазитах дают цифры от 402 до 420 млн. лет.

Стратиграфический разрез меланократового комплекса на Полярном Урале удивительно выдержан и прослеживается по простиранию на несколько сот километров в единой мощной пластине, тектонически ограниченной с запада разломом и круто падающей на восток под эвгеосинклинальные серии палеозоя. Ее положение в основании эвгеосинклинального разреза Урала определяется не только по стратиграфо-тектоническим соотношениям, но и по геофизическим данным.

На Южном Урале в Сакмарском пакете шарьяжей стратиграфическая последовательность пород меланократового фундамента такая же, как на Полярном Урале, но разрез здесь менее полный. Он начинается серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, которые вверх сменяются метасоматическими габброидами, затем амфиболитами и заканчивается зеленокаменно измененными диабазами.

Современный облик меланократового океанического фундамента Уральской эвгеосинклинали был сформирован в течение длительного времени в связи с разнообразными и сложными метасоматическими, метаморфическими и магматическими процессами, однако в ордовикских, силурийских и девонских конгломератах и олистостромах найдены практически все породы меланократового фундамента в том виде, в каком мы их наблюдаем ныне в сплошных разрезах. Более того, известны стратиграфические контакты среднедевонских отложений с плагиигранитами. Следовательно, сложные многофазные преобразования пород фундамента океанической коры произошли по крайней мере до образования ордовикских океанических базальтов и кремнистых пород.

В Аппалачах, как и на Урале, нигде не найдено нормальных стратиграфических соотношений офиолитовой ассоциации горных пород с сиалическим докембрийским фундаментом. Всюду эти соотношения тектонические. В Аппалачах, как и на Урале, сиалический фундамент выступает в миогеосинклинальной части складчатой системы и стратиграфически покрывается здесь типичными миогеосинклинальными формациями палеозоя, начиная с кембрия. В эвгеосинклинальной же зоне Аппалачей, как и на Урале, самой древней частью стратиграфического разреза являются офиолиты, ограниченные снизу тектонической поверхностью.

Наиболее полные разрезы в Северных Аппалачах изучены на Ньюфаундленде (Poole, Rodgers, 1972; Neale, 1972; Julien, 1972). Здесь в основании самой верхней тектонической пластины лежит серпентинитовый меланж. Выше располагается толща от 4 до 6,5 км мощности дунитов и частично перидотитов, заканчивающаяся сверху зоной чередования дунитов с клинопироксенитами и полевошпатовыми перидотитами. Последняя вверх переходит в троктолиты, с которых начинается довольно пестрый разрез габброидов мощностью около 2 км. Толща габброидов представлена полосчатыми габбро, оливиновыми габбро, анортозитовыми габбро, анортозитами и клинопироксенитами. Верхняя часть габброидов сложена массивными крупнозернистыми битовнитовыми габбро. С зоной габбро ассоциируются магматические тела диоритов и кварцевых диоритов. Завершается разрез офиолитовой ассоциации горных пород Ньюфаундленда свитой, почти нацело состоящей из диабазовых даек и брекчий, перекрытых шаровыми лавами толеитового состава. Указывают случаи несогласного стратиграфического налегания основных вулканитов на более деформированный комплекс габброидов, но мне этих интересных разрезов видеть не пришлось (Poole, Rodgers, 1972). Во многих местах, однако, было видно, что зеленокаменно измененные вулканиты лежат в основании граувакк и флишоидных серий, содержащих фауну нижнего ордовика. В ордовикских граувакках и олистостромах имеются продукты размыва нижележащих офиолитов, поэтому возраст последних не моложе низов ордовика. Описанный разрез офиолитовой ассоциации горных

пород Ньюфаундленда демонстрировался делегатам Международного геологического конгресса в качестве типичного для нижнепалеозойской океанической коры Северных Аппалачей. Ультрабазиты, естественно, канадские геологи считают породами мантии, габброиды — «базальтовым» слоем, а толеитовые базальты — вторым слоем прото-Атлантического океана. Хотя в более южных районах Аппалачей на территории США в метаморфической зоне Пидмонта обнаженность такая же плохая, как и на Среднем Урале, и где поэтому трудно без больших работ установить взаимоотношения между отдельными комплексами горных пород, все же можно в соответствии с новыми представлениями хорошо увязать между собою наблюдения по отдельным разрозненным обнажениям.

Офиолитовый комплекс, который показал мне Дж. Роджерс в районе г. Балтимора, как и на севере Аппалачей, представлен достаточно полным разрезом ультрабазитов, габброидов и зеленокаменно измененных основных вулканитов, местами метаморфизованных в амфиболитовой фации. Он залегает, по-видимому, аллохтонно на кристаллических сланцах и мраморах, в верхней части которых имеется горизонт метаморфизованной и рассланцованной олистостромы с крупными глыбами ультрабазитов, габброидов, амфиболитов и других пород. Глыбовый горизонт предположительно относится к среднему ордовику, а нижележащие кристаллические сланцы, подстилаемые балтиморскими гнейсами, представляют остальную часть нижнепалеозойского разреза. Радиометрический возраст балтиморских гнейсов 1100 млн. лет, а габброидов, тектонически лежащих на глыбовом горизонте предполагаемого среднего ордовика — 550 млн. лет. Следовательно, в Подмонте мы видим глубоко метаморфизованный миогеосинклинальный разрез нижнего палеозоя с докембрийскими балтиморскими гнейсами и гранитоидами в основании, на который надвинута океаническая кора эвгеосинклинальных Аппалачей.

Структурное положение тектонических пластин океанической коры на Урале и в Аппалачах одинаково, и там и здесь они находятся в аллохтонном залегании и занимают самое верхнее положение в системе пакетов шарьяжей, надвинутых на запад и перекрывающих на многие десятки километров миогеосинклинальные структуры. В частности, аллохтонные массы сложного пакета шарьяжей Хамбер Арм на Ньюфаундленде тектонически перемещены на запад через докембрийскую кристаллическую зону Ньюфаундленда, ныне выступающую в виде хр. Лонг-Рэндж, совершенно так же, как Кракинские и Сакмарские шарьяжи из эвгеосинклинальной зоны Урала перемещены на запад через кристаллическую зону, выступающую ныне в виде хр. Уралтау.

#### ОКЕАНИЧЕСКАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА УРАЛЕ И В АППАЛАЧАХ

Развитие сходной в морфологическом отношении структуры Урала и Аппалачей происходило в разное геологическое время, но последовательность геологических процессов, стадии развития структуры земной коры там и здесь удивительно сходны.

Выше комплекса габброидов на Урале и в Аппалачах лежат вулканиты толеитового ряда. В Аппалачах они имеют нижнеордовикский, а на Урале в Тагильской фациальной зоне — ордовикский, в Магнитогорской — нижнесилурийский возраст. Однако стратиграфические соотношения вулканитов и габброидов и на Урале и в Аппалачах еще не совсем ясны. Обломки ультрабазитов, габбро и амфиболитов найдены в том и другом случае уже в нижнем ордовике, следовательно, офиолиты могут быть кембрийскими или более древними, что весьма вероятно. Но в таком случае надо объяснить, почему и на Урале и в Аппалачах между габброидами и основными вулканитами в эвгеосинклинальной зоне существует

большой перерыв. Можно предполагать, что это связано с деформациями океанической коры, с надвиганием или, наоборот, раздвиганием ее тонких плит, в результате чего могут обнажаться древние меланократовые толщи коры, на которые в таком случае с перерывом и несогласно будут налегать базальты или иные океанические осадки следующего тектонического цикла.

Широко распространилась, однако, другая гипотеза, лежащая в основе глобальной тектоники плит, согласно которой новые участки океанической коры образуются в процессе раздвигания (spreading) океанического дна и что излияния океанических базальтов более или менее одновременны формированию ультрабазитов и габброидов рифтовых зон. Но такое объяснение по мере дальнейшего изучения геологии «базальтового» слоя складчатых сооружений, возникших на коре океанического типа, кажется слишком упрощенным и вызывает все больше и больше сомнений. Становится ясным, что «базальтовый» слой земной коры, так же как и «гранитный», имеет длительную и очень сложную геологическую историю, что он может состоять из основных меланократовых пород нескольких тектонических циклов и что океаническая кора современных океанов тоже может состоять из блоков, переживших один или несколько циклов диастрофизма, что вполне естественно, так как трудно предполагать, чтобы глобальные диастрофизмы, охватывая все континенты, не распространились бы на океаны геологического прошлого, где они могли протекать в специфических условиях тонкой безгранитной еще океанической коры.

В океанической коре Уральской эвгеосинклинали помимо силурийских океанических базальтов среди меланократовых пород фундамента эвгеосинклинали имеются и более древние глубоко метаморфизованные базальты неизвестного возраста. Такая же картина наблюдается в Калифорнии, на Камчатке и в других офиолитовых поясах мира. Драгирование в океанах вряд ли может вызвать сомнение в том, что и там имеются по крайней мере две, резко различные по возрасту серии базальтов: 1) метаморфизованные и дислоцированные базальты неизвестного возраста, входящие в третий слой и 2) слабо измененные (цеолитовая фация) базальты второго слоя океанов. Эти данные, конечно, не противоречат мобилистическим представлениям, но они не совместимы с упрощенными вариантами глобальной тектоники.

Стратиграфически выше океанических толентов базальтов и спилитов или, фациально их замещая, на Урале и в Аппалачах находятся толщи также океанических отложений, представленных в некоторых фациальных зонах глубоководными осадками. Из них на Урале примечательны черные слоистые кремни сакмарской свиты. По своим петрографическим особенностям и по характеру тектоники они до мельчайших деталей сходны с кремнями, развитыми на Ньюфаундленде, но возраст их резко различен. На Урале в некоторых разрезах черные кремни (фтаниты) охватывают время от среднего лландовери до нижнего лудлоу, а в северных Аппалачах это — арениг — низы карадока. Наиболее ясно выраженный океанический и глубоководный характер имеют ордовикские отложения вулканической области Нотр-Дам на Ньюфаундленде, которые по характеру формаций и по тектонике более всего сходны с силурийскими отложениями Магнитогорской и отчасти Сакмарской зон Урала.

В других же структурно-фациальных зонах эвгеосинклинали Аппалачей вулканические толщи нижнего палеозоя развиты очень слабо и буквально теряются среди граувакк, флишоидных серий и настоящих турбидитных формаций, особенно широко развитых в среднем и верхнем ордовике. Вероятно, было бы правильнее отнести уже к следующему, переходному этапу развития земной коры потому, что в это время уже началось тектоническое скупивание масс в процессе таконского шарьяжеобразования



и складчатости, чем объясняется развитие в этих отложениях олистостром. Но латерально граувакки, по-видимому, сменяются настоящими толентовыми базальтами, поэтому их можно рассматривать и как образования океанической стадии. Кроме того, ярко выраженный андезитодацитовый вулканизм в Аппалачах, столь характерный для переходной стадии геосиклиналией, начинается в силуре и не проявляется еще в среднем и верхнем ордовике.

Громадное развитие в Аппалачах граувакк и флишоидных серий резко отличает океаническую стадию развития Аппалачей от этой же стадии на Урале, где главную роль играют вулканические породы и кремнистые осадки. Эта особенность нижнепалеозойских формаций бросается в глаза не только на территории канадских Аппалачей, но и при пересечении их в более южных районах, в США на территории Пенсильвании. Такой характер формаций нижнего палеозоя указывает, что морской эвгеосинклинальный бассейн Аппалачей хотя и был достаточно обширным, так как в нем имелась не одна, а несколько сильно тектонически сближенных фациальных зон, но он представлял собой окраину древнего палеозойского океана, в котором существовали условия для привноса терригенного материала, вероятно вдоль подводных каньонов со стороны континента.

Установлено, что во время накопления ордовикских турбидитов океаническое дно подвергалось интенсивным деформациям, в частности шарьяжам тонких пластин океанической коры. Возникал, по-видимому, быстро нивелирующий подводный рельеф, в результате чего в осадки бассейна поступал иногда в значительных количествах материал меланократового фундамента океанической коры и переотлагались также ранее образованные осадки. Без этого было бы трудно объяснить происхождение громадных толщ олистостром (дикого флиша).

На о. Ньюфаундленд, п-ове Гаспе и в районе Квебека делегатам конгресса были показаны отличные разрезы ордовикских олистостром или дикого флиша, который многие американские и европейские геологи называют «меланжем». На Урале в связи с развитием шарьяжей океанической коры широко развит серпентинитовый меланж, который имеет тектоническое происхождение и по своей природе отличается от дикого флиша. В Аппалачах серпентинитовый меланж развит в немногих местах.

Дикий флиш в складчатых областях обычно сильно смят и тектонически подстилает надвинутые на него шарьяжные пластины, за счет размыва которых он возникает. Такую же тектоническую позицию занимает дикий флиш Аппалачей поэтому он является признаком надвигания (obduction), а не поддвигания (subduction) плит океанической коры в так называемых зонах Беньюфа. В Аппалачах и на Урале мы действительно видим надвинутые (obduction) в одном и том же западном направлении смятые плиты океанической коры. Очевидно, сходным образом надо понимать тектоническую позицию францисканской флишоидной формации, в сложении которой, как я мог убедиться во время геологических маршрутов в Калифорнии, большую роль играют чрезвычайно перемятые олистостромы с гигантскими массивами олистолитами ультрабазитов, габбро, базальтов и красных радиоляритов. Я несколько подробнее остановился на проблеме меланжа, так как его природа и тектоническая позиция трактуется различно. Очевидно, при дальнейшем изучении разных по происхождению образований типа меланжа, всегда возникающих в процессе развития шарьяжей, требуется также уточнение терминологии.

Шарьяжи, развивающиеся в океаническую стадию развития геосинклинального процесса, имеют свои специфические особенности, вероятно, обусловленные свойствами серпентинизирующихся мантийных ультрабазитов океанической коры, всегда участвующих в шарьяжах. Возможно, серпентинизация вызывает тектоническое расслаивание коры, облегчаю-

шее тектоническое перемещение ее тонких плит. Серпентинизированные ультрабазиты играют большую роль и в более поздние стадии развития земной коры, вплоть до неотектонических движений. Серпентинитовые протрузии и серпентинитовый меланж поднимаются в верхние структурные этажи в каждую тектоническую фазу. Имеются доказательства того, что некоторые типы неглубоких землетрясений, столь обычных в зонах разломов офиолитовых поясов на континентах и в океанах, в частности в срединно-океанических хребтах, связаны с движением серпентинитовых протрузий. Разумеется, этим механизмом объясняются далеко не все землетрясения.

Океаническая стадия развития эвгеосинклинали на Урале закончилась в нижнем девоне, а в Аппалачах — в верхнем или даже среднем ордовике. На Урале в среднем девоне происходили большие деформации океанической коры и формировались значительные массы олистостром. Отложение типичных океанических осадков здесь происходило в нижнем силуре, хотя в разных структурно-фациальных зонах процесс шел по-разному. В Аппалачах наиболее типичный океанический характер имеют отложения нижней половины ордовика.

### ПЕРЕХОДНАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА УРАЛЕ И В АППАЛАЧАХ

В результате нижнепалеозойской эволюции океанической коры после таконских (ордовикских) движений в Аппалачах и после акадских (девонских) тектонических движений на Урале структура и состав земной коры эвгеосинклинали заметно изменились. В составе коры появились большие массы кислых и средних продуктов осадочной и магматической дифференциации, возникли первые зоны гранитизации в виде диоритов и плагиогранитов, кора в результате отложения вулканических и осадочных толщ и их тектонического скучивания стала намного толще, изменился весь дальнейший процесс магматической деятельности, осадконакопления и структурообразования; стал другим облик металлогении. Этот новый этап развития земной коры мы называем переходным потому, что он действительно является промежуточным в становлении «гранитного» слоя на месте бывших пространств безгранитной океанической коры.

В Аппалачах переходная стадия охватывает время от начала силура до среднего девона, а на Урале — несколько изменяясь в разных зонах от среднего девона до нижнего карбона. В западной части Уральской эвгеосинклинали (в Тагильской зоне) переходная стадия, вероятно, началась раньше, продолжалась дольше и охватывала время от середины силура до среднего карбона. Здесь верхи силура и нижний девон представлены сложнопостроенным комплексом, включающим андезиты, андезито-дациты, их туфы, граувакки и мощные тела рифовых известняков. В целом силурийские и девонские толщи здесь отличаются большой фациальной пестротой, локальными перерывами, появлением местами наземных отложений. В Сакмарской зоне, находящейся, как отмечалось выше, в аллохтонном залегании, но первично располагавшейся восточнее Тагильской зоны, такой комплекс пород появляется позже, а на востоке Магнитогорской зоны — еще позже, где он начинается с отложений среднего девона. В этих зонах широко развиты в верхнем девоне и нижнем карбоне граувакки зилаирского типа, они распространяются на запад из эвгеосинклинали в область миогеосинклинали западного склона Урала с континентальной корой. В этом отношении здесь картина вполне сходна с той, какую можно было видеть для ордовикско-силурийских граувакк, например зоны Долин и Кряжей к западу от Голубых гор. В Северных Аппалачах переходная стадия развития земной коры хорошо обособляется и характеризуется по сравнению с Уралом еще более пестрым набо-

ром геологических формаций, резко отделяющихся от отложений океанической стадии угловым несогласием. Палеогеографическая обстановка в Аппалачах во время переходной стадии отличается от палеогеографической обстановки на Урале, пожалуй, большей континентальностью осадков, более резким рельефом, наличием в составе отложений большого количества наземных осадочных и вулканических формаций и большим количеством грубообломочных толщ. В Аппалачах, несомненно, существовали в морском эвгеосинклинальном бассейне гирлянды вулканических островов с быстро меняющимся рельефом.

Исключительно хорошие разрезы силурийских и более молодых отложений делегатам конгресса были показаны по берегу океана в Новой Шотландии, Нью-Брансуике, на п-ове Гаспе, а также на о. Ньюфаундленд.

Силур от лландоверийского до лудловского яруса представлен порфирами, базальтами, фельзитами, чередующимися с туфами, вулканическими грубобломочными неслоистыми толщами пород типа отложений лохар. Среди вулканических пород имеются тонкослоистые аргиллиты и известняки. На берегу залива Нотр-Дам на Ньюфаундленде помимо кислых и основных вулканитов в силуре имеются мощные толщи молассовидных конгломератов, красных аркозовых песчаников с волноприбойными знаками. В некоторых разрезах в Нью-Брансуике развита флишоидная толща тонко- и среднезернистых граувакк с прослоями граптолитовых сланцев уинлока-лудлоу.

Отложения силура, мощность которых несколько тысяч метров, тесно связаны с такими же в фациальном отношении толщами нижнего девона, хотя в северной части Нью-Брансуика между ними указывается угловое несогласие.

Переходная стадия развития земной коры на Урале в среднем карбоне и в Северных Аппалачах в среднем девоне завершается сравнительно быстрым повсеместным на всей площади эвгеосинклинали формированием «гранитного» слоя, и земная кора складчатых областей становится типичной континентальной. Становление континентальной коры было обусловлено длительной эволюцией и преобразованием сначала океанической, а затем переходной по своему типу земной коры, но важнейшую роль в этом процессе в конце концов сыграл в Аппалачах акадский диастрофизм, а на Урале собственно варисский, которым сопутствовала массовая гранитизация, усилившая стабилизацию структуры. Интересно, что по данным многочисленных радиометрических определений акадских гранитоидов, массовое гранитообразование в Аппалачах происходило в начале живетского века, т. е. не во время, а после главных фаз акадской складчатости и шарьяжей, развивавшихся там в начале эйфеля. На Урале массовая гранитизация происходила в верхнем карбоне, в то время как интенсивная складчатость и шарьяжи были в среднем карбоне. Эти факты свидетельствуют о том, что гранитизация, по-видимому, является следствием диастрофизма.

На Урале деформированные в течение предшествовавшего развития эвгеосинклинальные образования испытывали в среднем карбоне интенсивную складчатость и повторное шарьяжеобразование, а складчатые шарьяжные пластины эвгеосинклинальных пород на западном склоне Южного и местами Полярного Урала налегают на верхнедевонско-нижекаменноугольные толщи зилаирской формации. В сущности такая же картина для акадского диастрофизма наблюдается и в Аппалачах. Таконские структуры в среднем девоне вновь подверглись деформации, и трудно выделить роль акадских движений в областях сплошного развития нижнего палеозоя. Силурийско-нижедевонские породы повсеместно деформированы, местами очень сильно.

В Новой Шотландии и особенно в Нью-Брансуике широко распространены отложения и структуры континентальной коры двух этапов варисского диастрофизма. Это наложенные мульды и грабенообразные структуры, выполненные преимущественно континентальными отложениями от эйфельского яруса до перми включительно, разделенные несогласием на два структурных этажа.

Нижний этаж, сложенный породами от среднего девона до нижнего карбона, начинается грубыми конгломератами, резко несогласно налегающими на силур и на более древние толщи. Гальки в конгломератах состоят из разнообразных эффузивных пород силура, черных кремней и граувакк ордовика. Конгломераты слабо наклонены, вовсе не метаморфизованы, внешне сходны с плиоценовой молассой Альпийского пояса, по возрасту относятся к эйфельскому ярусу среднего девона. Выше лежат зеленовато-серые карбонатные тонкослоистые песчаники, вероятно, озерного происхождения с остатками рыб и флоры низов верхнего девона. Нижний карбон сложен красными конгломератами, аркозовыми песчаниками, зеленоватыми песчаниками с прослоями известняков и сланцев с морской фауной. Имеются прослои кислых и основных эффузивов. К концу визе и началу намюра относятся отложения доломитов и гипсов.

Выше трансгрессивно и несогласно располагаются толщи верхнего этажа варисцид, представленные континентальными терригенными преимущественно сероцветными, местами тонкозернистыми и угленосными образованиями среднего карбона — перми. Они начинаются с конгломератов, иногда лежащих прямо на досреднедевонском фундаменте. Но в обширной верхнепалеозойской мульде в Нью-Брансуике все толщи от нижнего карбона до перми почти не дислоцированы, а в центральной части мульды лежат горизонтально.

В эвгеосинклинальной зоне Урала, как указывалось, нижнему структурному этажу варисцид Аппалачей, развивавшемуся на континентальной коре, точно соответствует по времени структурный этаж на коре переходного типа, так как континентальная кора на Урале повсеместно сформировалась только к среднему карбону.

Отложения верхнего палеозоя, которые могли бы соответствовать верхнему варисскому структурному этажу Северных Аппалачей, в бывшей эвгеосинклинальной зоне Урала, как и в Пидмонте, почти полностью отсутствуют. Здесь в это время происходили поднятия и размыв горно-складчатых сооружений, возникших в результате аппалачского или верхневарисского диастрофизма, на коре континентального типа. Но в миогеосинклинальной зоне Южных Аппалачей, как и в миогеосинклинальной зоне Урала, широко распространены отложения среднего-верхнего карбона и перми, охваченные аппалачским (верхнепалеозойским) диастрофизмом. В это время в горно-складчатых сооружениях Урала и Аппалачей, возникших на месте эвгеосинклиналей, также происходили тектонические движения и сопровождавший их магматизм в форме преимущественно кислых интрузий.

Из особенностей мезозойско-кайнозойской эволюции континентальной коры Урала и Аппалачей следует выделить формирование удивительно близких по времени развития (палисадский орогенез) и по своей форме грабеновых триасово-юрских структур. Они выполнены континентальными, в Аппалачах преимущественно красноцветными, на Урале часто сероцветными угленосными толщами; иногда по краям грабенов там и здесь они заметно дислоцированы. Формирование грабенов сопровождают излияния траппов, а также формирование силлов и даек базальтов, иногда очень крупных. Интересно, что нижнемезозойские грабены на Урале и в Аппалачах образовались только на молодой палеозойской континентальной коре и не выходят на запад в области миогеосинклиналь-

ных структур, развивавшихся на древнем докембрийском континентальном цоколе.

Таким образом, мы видим, что, хотя в эвгеосинклинальной зоне Аппалачей земная кора приобрела континентальный характер на один этап раньше, чем на Урале, проявление среднекаменноугольных (предпенсильванских), верхнепермских (аппалачских) и среднетриасово-юрских (палисадских) тектонических движений было не менее интенсивным, чем на более молодом Урале.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение некоторых особенностей строения и эволюции земной коры Урала и Аппалачей показало, что ведущим процессом развития этих складчатых систем является процесс превращения океанической коры в континентальную. Этот процесс сопровождается явлениями сиалитизации и тектонического скучивания. Устанавливается строгая последовательность — «стратиграфия» тектонических стадий, совершенно разных по характеру. Тектоническая «колонка» оказывается совершенно одинаковой на Урале и в Аппалачах, но время проявления одних и тех же тектонических стадий в Аппалачах по сравнению с Уралом смещено вниз на один тектонический этап. Если учесть, что границы тектонических этапов на Урале и Аппалачах довольно хорошо коррелируются и являются приблизительно синхронными, то приходится предполагать их глобальный характер. Конечно, нельзя пока доказать глобальность отдельных тектонических фаз, но глобальная синхронность этапов вполне очевидна, так как мы коррелировали не частные проявления тектонических движений, например угловые несогласия, а главные тектонические этапы развития земной коры в этих регионах.

Граница между континентальной и океанической корой, существовавшая на Северном и Среднем Урале и в Аппалачах к началу палеозоя имеет большой тектонический смысл. В современной структуре эта граница приблизительно совпадает с системой крутых разломов: в Аппалачах — Бревардско-Кэботского, а на Урале — Главного Уральского. В Аппалачах очень много данных, что на поздних этапах развития коры, когда она имела уже континентальный характер, рассматриваемая система разломов являлась громадным по сути дела трансконтинентальным продольным левым сдвигом. На Урале этот продольный разлом также достаточно крутой и имеет большую протяженность. В последнее время появились данные для отдельных отрезков разлома о том, что и здесь он является левым сдвигом.

Но эти же границы между континентальной и океанической корой к концу океанической стадии развития проявлялись, как мы видели, совершенно иначе. Вдоль них на Урале и в Аппалачах в это время произошло огромное надвигание (*obduction*) на запад океанической коры на континентальную. Неразмытые аллохтонные остатки океанической коры мы сейчас наблюдаем в виде «клиппов» в сходных условиях залегания в миогеосинклинальных зонах Урала и Аппалачей. К этому времени произошло наибольшее сокращение ширины морских бассейнов с океанической корой, т. е. эвгеосинклиналей, первичные размеры которых нам неизвестны. Судя по характеру формаций, можно предполагать, что северная часть Аппалачской эвгеосинклинали представляла собой достаточно обширное краевое море, в то время как Уральская эвгеосинклиналь носила более океанический характер. Одновременно можно предполагать, что континентальные плиты не оставались неподвижными. Отсюда ясно, что рассматриваемые границы могли с начала палеозоя испытать большие латеральные перемещения. Если далее учесть, что на самых начальных этапах развития океанической коры рассматриваемые границы могли развиваться как системы сбросов растяжения аналогично многим грани-

цам континентальных блоков с современным Атлантическим океаном, то станет ясным, что эти интереснейшие структурные швы представляют собой весьма сложные образования, которые нельзя рассматривать с фиксированных позиций, как это нередко делается.

#### Литература

- Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Julien P. St. Appalachian tectonics in the Eastern township of Quebec, 1972, XXIV I. G. C., Excursion B-21.
- Neale E. R. W. A cross section through the Appalachian orogen in Newfoundland, 1972, XXIV I. G. C., Excursion A-62—C-62.
- Poole W. H. and Rodgers J. Appalachian geotectonic elements of the Atlantic provinces and southern Quebec, 1972, XXIV I. G. C., Excursion A-63 and C-63.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
8 февраля 1973 г.

---

УДК 551.240 : 551.263.2

А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, С. В. РУЖЕНЦЕВ

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ**

Рассматривается структурная эволюция габбро-гипербазитовых комплексов эвгеосинклиналей в процессе складчатости. Эти комплексы, слагавшие первоначально фундамент эвгеосинклиналей, при шарьировании выводятся в верхние горизонты земной коры в виде крупных тектонических пластин. В ходе деформации пластины превращаются в серпентинитовый меланж, который в дальнейшем дает начало протрузивным структурам различного типа, переходит во вторичные меланжи при дальнейшем шарьировании и может полностью отрываться от материнских пластин. Намечен ряд последовательных структурных превращений габбро-гипербазитовых комплексов в процессе шарьяжеобразования и складчатости.

Проблема генезиса и структурного положения гипербазитов и пространственно с ними ассоциирующих габброидов в последние годы стала объектом интенсивных исследований главным образом в связи с новым пониманием геосинклинального процесса. В отечественных и зарубежных работах получили обоснование представления о габбро-гипербазитовом комплексе как фундаменте, на котором формируется эвгеосинклиналь. Последняя, таким образом, является структурой океанического типа (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Васильковский, 1970). В настоящее время достаточно хорошо изучен разрез фундамента эвгеосинклиналей, построенный в целом, однотипно в разновозрастных складчатых поясах (Dewey, Bird, 1971; Пейве и др. 1972; Марков и др., 1972). Нижняя его часть — дунит-гарцбургитовая формация, породы которой обычно более или менее сильно серпентинизированы. Выше расположены лерцолиты, верлиты и клинопироксениты и еще выше амфиболитизированное габбро, содержащее скиалиты гипербазитов. Далее вверх по разрезу следуют габбро-амфиболиты и амфиболиты, в которых часто наблюдаются реликты первичного вулканогенного субстрата. Амфиболиты перекрываются эвгеосинклинальными вулканогенно-осадочными формациями. Рассмотренный разрез в достаточно полном виде встречается сравнительно редко (Полярный и Южный Урал, Ньюфаундленд, Греция, Кипр, Новая Гвинея, Камчатка). Гораздо чаще доступны наблюдению лишь отдельные его элементы, ассоциирующиеся с серпентинитами.

Наиболее сложен вопрос о возрасте гипербазитов складчатых поясов. Как правило, их возраст определяется по времени появления в зоне размыва. Однако, как показали многочисленные исследования (Книппер 1971<sub>1,2</sub>; Морковкина 1967, 1971; Baily, McCallien, 1950), обычно наблюдается «холодное» внедрение гипербазитов во вмещающие толщи, не дающее горячих (интрузивных) контактов. Это заставляет разделять время становления гипербазитов и время их внедрения в верхние горизонты земной коры.

В предлагаемой статье авторы не ставят перед собой задачу рассмотреть вопросы генезиса пород габбро-гипербазитового комплекса, имея в виду, что это достаточно полно освещено в литературе. Нам представляется более важным рассмотреть структурную эволюцию гиперба-

зито-габбрового комплекса в процессе становления складчатой структуры эвгеосинклинальных поясов.

В настоящее время установлено, что в складчатых сооружениях Урала, Южного Тянь-Шаня, Аппалач и Альпийского пояса важную роль играют шарьяжи. В ряде случаев они определяют особенности строения целых тектонических зон (в том числе и эвгеосинклинальных). Формирование покровно-надвиговых структур — процесс длительный. Отдельные периоды разнотипного шарьирования прерывались дифференцированными вертикальными подвижками и образованием неавтохтонов. Формирующиеся таким образом многослойные пакеты аллохтонов сминались в морфологически разнообразные складки, которые в свою очередь рассекались более молодыми разломами. Все это не могло не отразиться на строении тел гипербазитов и габбро в эвгеосинклинальных зонах, характеризующихся покровной структурой. Более того, анализ обширной литературы и личные исследования на Урале, Тянь-Шане и в Альпийском поясе убеждают нас, что вполне определенному эволюционному ряду покровно-складчатых нарушений соответствуют определенные типы габбро-гипербазитовых тел.

Ранним элементом, возникающим в процессе шарьирования, являются гигантские аллохтонные пластины. Наиболее крупные из них формируются в эвгеосинклинальных зонах. Отслоение аллохтона происходит на больших глубинах по контакту гипербазитов и габброидов или ниже, внутри гипербазитового слоя. Обособившаяся пластина шарьруется по направлению от внутренних частей эвгеосинклинали к внешним, в сторону миогеосинклинальных или платформенных областей. Даже видимые амплитуды надвигания часто достигают огромных (многие десятки км) размеров. Выведенные на поверхность глубинные породы эвгеосинклинального фундамента, сопоставляемые с образованиями верхней мантии и «базальтового» слоя геологического прошлого, слагают гигантские покровы, залегающие на автохтонных отложениях миогеосинклиналей и платформ. Так возникают краевые офиолитовые аллохтоны, часто характеризующиеся простым строением и огромной мощностью. Именно здесь удается наблюдать наиболее полные разрезы габбро-гипербазитового комплекса.

В качестве примера рассмотрим Войкарский массив на Полярном Урале. Породы дунит-гарцбургитовой формации протягиваются здесь с юга на север на расстояние в 300 км (Савельев, Савельева, 1969; 1970). На основании полевых наблюдений, а также анализа гравиметрических данных А. А. и Г. Н. Савельевы установили, что гипербазиты образуют погружающееся к востоку под углом 30—40° пластообразное тело мощностью 8—10 км. Восточнее (структурно выше) через зону лерцолитов, верлитов и клинопироксенитов они постепенно сменяются метасоматическими апогипербазитовыми габбро и габбро-амфиболитами, полосчатость в которых также имеет восточное падение. Мощность габбро-амфиболитовой части разреза равна 8 км. Выше залегают силурийские и девонские вулканогенно-осадочные серии, также имеющие пологое восточное или юго-восточное падение. Как правило, от габбро-амфиболитов они отделены пластовым телом плагиогранитов и гранодиоритов.

Вулканогенно-осадочные отложения выполняют ядро обширной синклинной структуры. Породы габбро-гипербазитового комплекса в виде четкой полосы оконтуривают ее, слагая западное крыло и северную центриклиналь. Кроме того, в виде отдельных выходов они появляются в ядрах частных антиклиналей внутри поля развития вулканогенно-осадочных серий палеозоя. Таким образом, мы имеем дело с гигантской офиолитовой пластиной, характеризующейся относительно ненарушенным разрезом. Указанная пластина шарьирована к западу на миогеосинклинальную зону (рис. 1, 1). Породы автохтона метаморфизованы в амфиболитовой фации. Здесь часто появляются глаукофановые слан-



цы. Все это указывает на то, что формирование надвига, по крайней мере частично, происходило в глубинных условиях.

Очень близкая картина наблюдается на Ньюфаундленде. Здесь в западной его части в пределах хр. Лонг-Рэндж в основании разреза залегают кристаллические породы гренвилльского возраста, трансгрессивно перекрытые ортокварцитами, известняками и доломитами ( $Ст_1-O_2$ ).

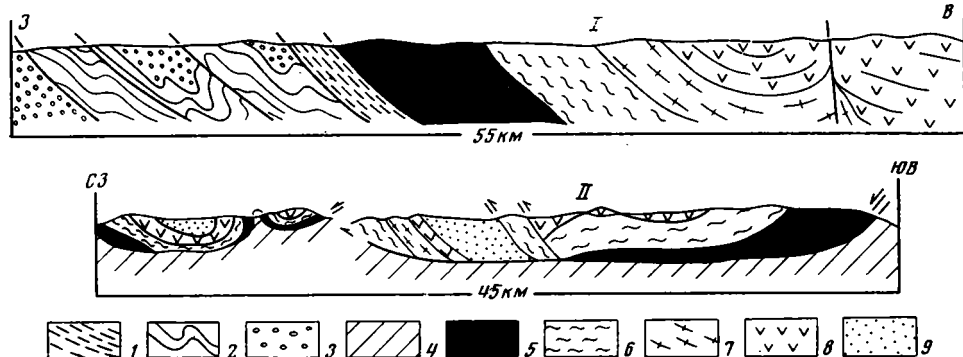


Рис. 1. Геологические разрезы через краевые офиолитовые аллохтоны: I. Войкарский (Полярный Урал), II. Айленд-Бей (Западный Ньюфаундленд — Dewey, Bird, 1971) 1 — байкальский фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 — миогеосинклинальные отложения; 3 — отложения краевого прогиба; 4 — Североамериканская платформа и тектонически перекрывающие ее терригенные миогеосинклинальные отложения ( $Ст-O_2$ ) нижнего аллохтона Ньюфаундленда (нерасчлененные); 5 — гипербазиты; 6 — габбро; 7 — плагιοграниты, гранодиориты, диориты; 8 — эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные отложения; 9 — граувакки, аспидные сланцы.

Это автохтонные образования. Выше расположены аллохтонные массы, слагающие гигантские синформные останцы (Rodgers, Neal, 1963; Bird, Dewey, 1970; Dewey, Bird, 1971; Tuke, Baird, 1967; Cumming, 1967; Stevens, 1970; Williams, 1971).

Согласно данным Р. Стевенса (Stevenson, 1970) и Г. Уильямса (Williams, 1971), аллохтон построен однотипно и состоит из двух пластин: нижней, представленной граувакками, граптолитовыми сланцами ( $Ст-O_2$ ) и верхней — сложенной породами офиолитовой серии, по-видимому, донижнеордовикского возраста. Разрез последней подробно описан Ч. Смитом (Smith, 1958). Здесь обнажаются снизу вверх.

1. Зеленые сланцы, амфиболиты и гранатсодержащие амфиболиты, испытавшие интенсивные многократные деформации, в их кровле часто развивается тонкая зона серпентинитового меланжа.

2. Дуниты, перидотиты, пироксениты.

3. Полосчатые габбро.

4. Массивные габбро, диориты и кварцевые диориты.

5. Метавулканиты, насыщенные дайками диабазов.

6. Основные лавы, связанные постепенным переходом с метавулканитами.

Суммарная мощность разреза около 10 км.

На природу гипербазитов Ньюфаундленда существуют различные точки зрения. Одни авторы (Williams, 1971; Kennedy, Phillips, 1971) рассматривают их как донижнеордовикские интрузивные породы, другие (Uradhuay и др., 1971) — сопоставляют гипербазиты с верхней мантией, а габброиды с «базальтовым» слоем Прото-Атлантики. Для нас важно, что все авторы вне зависимости от представлений на природу габбро-гипербазитового комплекса рассматривают его как гигантский аллохтон, шарьированный в среднем ордовике из эвгеосинклинальной области в пределы восточного края Североамериканской платформы минимум на

90—100 км. Офиолитовый аллохтон Ньюфаундленда дислоцирован относительно просто. Он смят в серию простых крупных складок, осложненной системой крутых взбросов (рис. 1, II).

Примерами аналогичных соотношений офиолитовых аллохтонов с платформенными или миогеосинклинальными образованиями могут служить Симаильский покров в Омане (Reinhardt, 1969), гипербазитовый пояс Папуа (Davies, 1968) и Кракинский покров Южного Урала (Камалетдинов, Казанцева, 1970; Казанцева, 1970).

Как видно из приведенных описаний, отличительной чертой рассмотренных офиолитовых пластин является простая их структура, обуславливающая целостность разреза офиолитовой ассоциации. В известной степени это объясняется тем, что аллохтон шарьруется на территорию платформ, где в дальнейшем он находится в условиях относительного тектонического покоя. В этом смысле краевые офиолитовые аллохтоны могут рассматриваться как ранние структурные элементы шарьирования, сохранившиеся в относительно ненарушенном виде.

Гораздо чаще, однако, офиолитовые пластины испытывают существенную переработку, выражающуюся в их смятии, дроблении и более или менее сильном меланжировании. В основе такой переработки лежит процесс структурного расслоения комплекса, определяемого главным образом процессами серпентинизации гипербазитовой его части. Пластичные серпентиниты являются гораздо более подвижным элементом по сравнению с габброидами. Механическая неоднородность деформируемой толщи приводит к появлению морфологически разнообразного набора структур.

Часто офиолитовые пластины участвуют в складчатых деформациях, причем габбро-гипербазитовый комплекс фундамента и перекрывающие их вулканогенно-осадочные серии образуют морфологически разнообразные, вплоть до гигантских лежащих, складки. В качестве примера рассмотрим строение Хабаровинского массива Сакмарской зоны Южного Урала.

Эвгеосинклинальные толщи ( $O_1t-D_2$ ) Сакмарской зоны слагают останец крупного офиолитового аллохтона, залегающий на миогеосинклинальных отложениях ( $D_3-C_1t$ ) западного склона Урала (Камалетдинов, Казанцева, 1970; Кропачев, 1970; Руженцев, 1971; Ильинская и др., 1972). Покров представляет собой пакет, состоящий из четырех и более (до 7) пластин, смятых вместе в разнообразные складки и расчлененных крутыми разломами. Хабаровинский массив, расположенный вдоль восточной окраины зоны, образует в плане каплевидное тело вытянутое с юга на север на 25 км при максимальной ширине 15 км. Было установлено (Пейве и др. 1971<sub>2</sub>; Ильинская и др., 1972), что гипербазиты, габброиды и амфиболиты слагают нижнюю пластину Сакмарского пакета, смятую вместе с перекрывающими ее пластинами вулканогенно-осадочных отложений ( $O-D$ ) в крупную опрокинутую на запад лежащую антиклиналь. В ее ядре обнажены аподунитовые и апогарбургитовые массивные серпентиниты. Выше следуют полосчатые габброиды и габбро-амфиболиты. Они обычно сильно деформированы и амфиболизированы, поэтому их первичная природа не установлена. В западной, замковой части антиклинали габбро-амфиболиты вверх по разрезу сменяются полосчатыми амфиболитами и затем актинолитовыми сланцами и зеленокаменно-измененными диабазами.

В современном эрозионном срезе в основном сохранилось лишь перевернутое (лежащее) крыло антиклинали. Всякое крыло и замок сохранились в южной более погруженной части структуры (рис. 2). Габбро-гипербазитовое ядро складки конформно облекается пластиной, сложенной туфогенной толщей косистекской свиты ( $O_2-S_1In_3$ ). Иногда между ними сохраняются обрывки пластины, образованной фтанитами ( $S_1In_{1-2}$ ). Хабаровинская лежащая складка осложнена дополнительными

ми продольными нарушениями, в результате чего в ее лежащем крыле появляются тектонические окна. В их пределах из-под габбро-амфиболитов вскрыты силурийские вулканогенно-осадочные отложения, отмеченных выше пластин.

Таким образом, в рассмотренном случае офиолитовый аллохтон (в том числе и габбро-гипербазитовый комплекс) после своего образования смят в систему морфологически разнообразных, разновозрастных

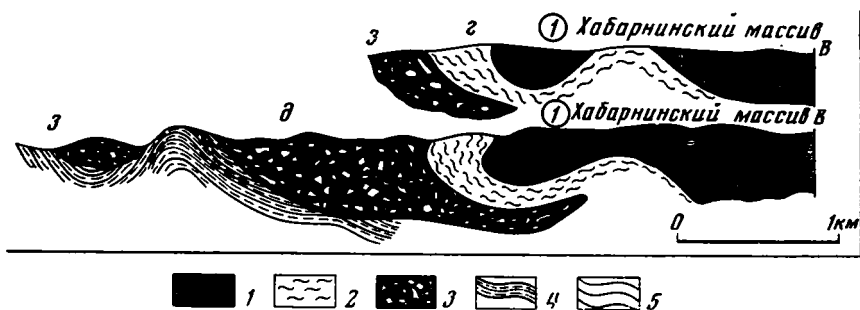


Рис. 2. Геологические разрезы через Хабаровский гипербазитовый массив 1 — гипербазиты; 2 — амфиболиты и габбро-амфиболиты; 3 — меланж; 4 — кремни сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ); 5 — туфоогенные породы коснстекской свиты ( $O_2-S_1$ )

складок. Однако чаще процесс переработки такого аллохтона сводится к дроблению его на отдельные чешуи или клинья. Вдоль плоскостей сместителей в гипербазитах формируются зоны интенсивно рассланцованных серпентинитов. В условиях нарастающих деформаций габбро-гипербазитовый комплекс целиком превращается в серпентинитовый меланж. Процесс этот достаточно сложный и длительный, однако на отдельных примерах можно проследить все его стадии.

Как правило, переработка аллохтона начинается с его подошвы, где в основании относительно ненарушенной габбро-гипербазитовой массы возникает серпентинитовый меланж, образующий линзовидные или пластовые тела различной мощности. Меланж формируется в результате разрушения нижней части пластины при ее движении и представляет собой брекчию, состоящую почти исключительно из глыб габброидов, более или менее серпентинизированных гипербазитов, массивных серпентинитов, заключенных в пластичной, интенсивно рассланцованной серпентинитовой массе. Глыбы вулканогенно-осадочных отложений верхней части аллохтона, равно как и глыбы пород автохтона, встречаются крайне редко. Подобного рода меланж выделяется под названием мономиктового (Пейве и др., 1971<sub>2</sub>; Поспелов, Руженцев, 1972).

На Полярном Урале такой меланж изучен А. Б. Дергуновым, А. П. Казаком и Ю. Е. Молдаванцевым вдоль северного контакта гипербазитового массива Рай-Из. Так же как и в Войкарском массиве, гипербазиты и перекрывающие их габброиды слагают здесь основание мощной офиолитовой пластины, надвинутой на миогеосинклинальные отложения западного склона Урала. Мономиктовый меланж расположен в подошве пластины. Его мощность сильно варьирует, не превышая, однако, 150 м. В серпентинитовый цемент включены многочисленные глыбы пород дунит-гарцбургитового ряда, массивных серпентинитов, апосерпентинитовых карбонатных пород. Значительно реже встречаются линзовидные тела альбит-амфиболовых и глыбы пироксен-гранатовых пород. Форма обломков линзовидная и сглаженная. Иногда гипербазиты слагают огромные шары диаметром 3—5 м. Набор глыб по составу, а также мощность меланжа, форма и размеры фрагментов, его составляющих, — все

указывает на незначительные масштабы тектонического «истирания» подошвы офиолитового аллохтона.

В хр. Султан-Уиздаг (Западные Кызылкумы) габбро-амфиболиты и амфиболиты образуют пластину (Каратауский аллохтон), залегающую на карбонатно-терригенных породах девона (Шульц, 1972). В морфологическом отношении они слагают ядро обширной синформной структуры, крылья которой сложены девонскими отложениями. В основании

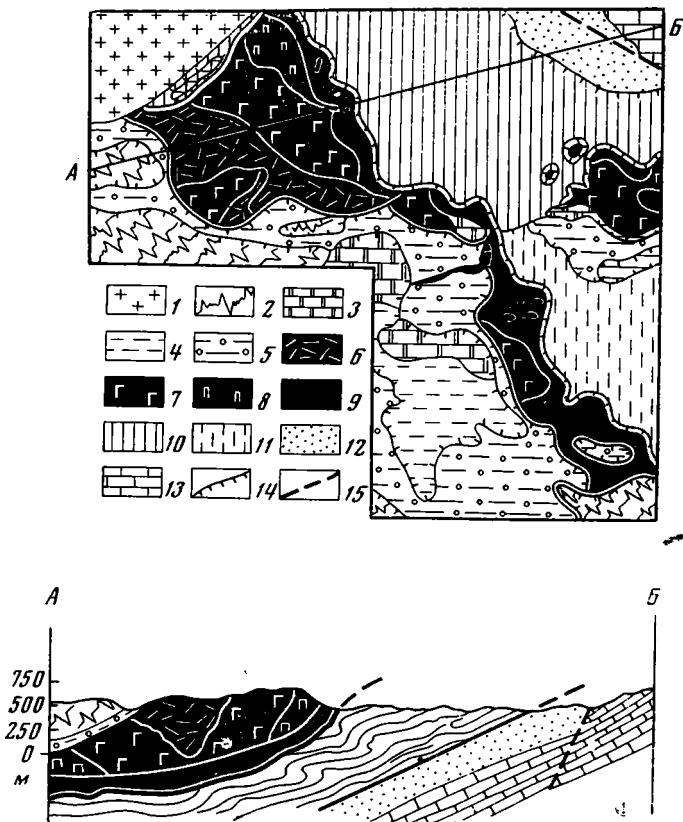


Рис. 3. Геологическая карта и разрез Тасдук-Ченгильдинского массива гор Тамдытау (по Ш. Ш. Сабдюшеву и Р. Р. Усманову, 1971, с дополнениями авторов)

1 — позднепалеозойские граниты; 2 — динамометаморфические сланцы; 3 — кварциты, доломиты и кремни (Rf—V); 4 — песчаники, сланцы и кремни (Rf—V); 5 — олистострома (S); 6 — плагиограниты, диабазы; 7 — амфиболовое габбро, кварцевые днориты; 8 — клинопироксениты, пироксеновое габбро; 9 — серпентинитовый меланж; 10 — флиш (S<sub>1w</sub>—ld); 11 — кремни (S<sub>1ln</sub>); 12 — флиш (C<sub>2</sub>); 13 — известняки (C<sub>1-2</sub>); 14 — поверхности шарьяжей; 15 — сдвиги и сбросы

габбро-амфиболитов почти повсеместно присутствует пласт серпентинитового меланжа, состоящего из глыб гипербазитов, габброидов и лиственитов. Известняки и песчаники девона среди глыб практически отсутствуют. Процесс тектонического «истирания» здесь имел большие масштабы, вследствие чего гипербазитовая и низы габбровой части разреза габбро-гипербазитового комплекса были полностью меланжированы.

Формирование меланжей в подошве монолитных гипербазитово-габбровых пластин — начальная стадия процесса их дезинтеграции, приво-

дящего в конечном счете к полному их меланжированию. Одним из наиболее наглядных примеров разрушения габбро-гипербазитовой пластины и превращения ее в пласт серпентинитового меланжа могут служить покровы северной части гор Тамдытау (Кызылкумы) (Сабдошев, Усманов, 1971). Здесь, в бассейне сая Тескудук, обнажается палого (10—40°) погружающийся к юго-востоку пакет пластин (рис. 3). В его основании залегают сложно перемятые кремнистые, песчано-сланцевые и известняковые отложения ( $S_1ln_3-S_2$ ). Выше расположена офиолитовая пластина (мощность 500—800 м). Ее разрез следующий (снизу вверх).

1. Апогарцбургитовые серпентиниты, более или менее сильно рассланцованные.

2. Клинопироксениты.

3. Диопсидовые или амфиболовые габбро.

4. Кварцевые диориты, альбититы, плагиограниты.

Далее вверх по разрезу следует силурийская олистострома, представляющая собой нагромождение глыб (до 50—100 м) фтанитов, черных доломитов, зеленых сланцев, сцементированных глинисто-кремнисто-карбонатной массой. Олистострома перекрыта мощной пластиной черных доломитов и фтанитов рифея — венда.

Более подробно остановимся на строении габбро-гипербазитовой пластины, известной под названием Тескудук-Ченгильдинского массива. Отмеченная выше последовательность чередования различных типов пород выдерживается лишь в северо-восточной ее части. В структурном отношении массив представляет собой цельное бескорневое тело, пластовый характер которого подчеркивается появлением перед ее юго-западным фронтом тектонических останцов.

По направлению к юго-западу непосредственно в обнажениях видно, как структура пластины меняется. Серпентиниты, первично располагавшиеся в ее основании, по трещинам проникают на более высокие уровни. Постепенно пироксенит-габбро-плагиогранитная часть пластины дезинтегрируется на серию различных по размеру (от 1 до 100—150 м) блоков, обладающих либо угловатой, либо прямоугольной формой. Далее к юго-западу такие глыбы становятся более сглаженными, часто округлой формы. Они целиком закатаны в серпентинитовую массу. Таким образом, габбро-гипербазитовая пластина целиком превращается в мономиктовый серпентинитовый меланж. Характерно, что последний сохраняет пластообразную форму и находится в той же структурной позиции, что и габбро-гипербазитовый целик. Серпентиниты не проникают в вышележащие покровы, вследствие чего глыбы осадочных пород в меланже встречаются редко.

Мощные зоны меланжей, таким образом, часто возникают в результате полного тектонического разрушения габбро-гипербазитового комплекса основания офиолитовых аллохтонов. По-видимому, к этому типу относится мощная зона серпентинитового меланжа, прослеживающаяся в основании силурийско-девонских толщ Магнитогорского синклинория на Южном Урале. Она отделяет зеленочаменные серии синклинория от докембрийских метаморфических пород Уралтау и состоит из крупных (до нескольких десятков квадратных километров) клиньев серпентинизированных перидотитов, габброндов, вулканитов, кремней и известняков в серпентинитовом цементе. Кроме того, очень часто встречаются более мелкие глыбы и блоки того же состава. В рассматриваемом случае меланжированию подвергались не только породы габбро-гипербазитового комплекса, но и вулканогенно-осадочные образования его перекрывающие.

Вероятно, к этому же типу меланжа следует отнести так называемый Серовско-Маукский пояс Среднего Урала, который как показали исследования последних лет (Иванов и др., 1972), приурочен к границе Тагильской и надвинутой на нее с востока Магнитогорской эвгеосинкли-

нальных зон. Крайним случаем разрушения всего офиолитового аллохтона и тектонического перемешивания его остатков с породами перекрывающих и подстилающих пластин может служить зона Ароза в Восточной Швейцарии (Cadisch, 1953). В районе Рэтикона условия обнаженности позволяют видеть, что эта зона представляет собой маломощный (первые сотни метров) тектонический покров, залегающий практически горизонтально (рис. 4). В структурном отношении это пластина хаотически перемешанных чешуй и глыб, расположенная на контакте двух гигантских аллохтонных масс: нижних и верхних Восточноальпийских покровов. Чешуи и глыбы, слагающие зону Арозы, состоят из доломитов

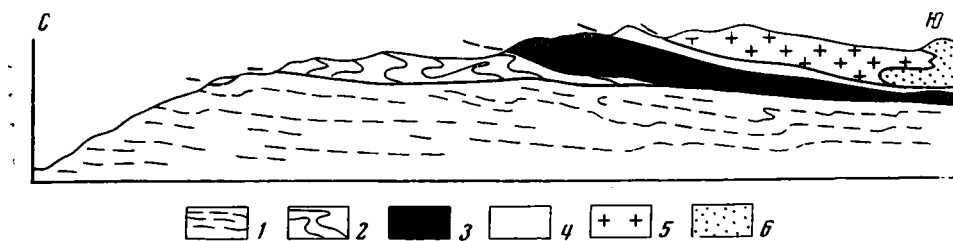


Рис. 4. Геологический разрез через массив Вайсфлу (Центральные Альпы, по Cadisch, 1953)

1 — флиш Прэтигау (Pg<sub>2</sub>); 2 — покровы Фалкнис и Зульцфлу (известняки — J<sub>3</sub>, известняки, мергели — С<sub>1</sub>, флиш — Pg); 3 — зона чешуй Ароза; 4 — покров Чирпен (доломиты и известняки — Т<sub>1</sub> — J<sub>3</sub>); 5—6 верхние Австрийские покровы: 5 — кристаллические породы Ротхорн (РСт); 6 — красноцветные конгломераты и песчаники, кварцевые порфиры, доломиты, известняки (Р—Т)

триаса, разнообразных известняков и мергелей рэта, юры и мела. Кроме того, встречаются блоки метаморфических пород, радиоларитов, кварцитов, диабазов и спилитов, габбро. Количество серпентинитовой массы сильно варьирует. Местами серпентиниты слагают отдельные линзовидные тела, местами же порода приобретает вид серпентинитового меланжа. Рассматриваемый элемент включает блоки пород офиолитовой ассоциации (вулканиты, радиолариты и алпиховые известняки), а также доломиты и известняки нижних Восточноальпийских покровов и кристаллические сланцы, песчаники, конгломераты, кварцевые порфиры, доломиты верхних Восточноальпийских покровов. Причем глыбы, не относящиеся к офиолитовой серии, преобладают.

Мы рассмотрели различные типы формирования серпентинитового меланжа, образующегося вследствие тектонического дробления и перемешивания офиолитовых аллохтонов при шарьировании. Появление пластичной серпентинитовой брекчии играет важнейшую роль в определении конкретной структуры того или иного района (Книппер, 1965). Формирование структуры складчатых зон — процесс длительный. Участие чрезвычайно пластичных и подвижных серпентинитовых масс в процессе деформации обуславливает появление весьма пестрого набора специфических дислокаций.

В результате неравномерного послойного перераспределения серпентинитового мономиктового меланжа происходит локальное его нагнетание с образованием протрузионных куполов. Соответственно в местах оттока серпентинитов формируются компенсационные мульды. Вначале возникают правильные овальные или круглые в плане, симметричные купола, ядра которых сложены мономиктовым меланжем (рис. 5). Подобного рода нарушения широко развиты в южной части Сакмарской зоны Урала (например, Чанчарская и Каргалинская антиформные складки — Руженцев, 1971; Поспелов, Руженцев, 1972). Здесь же установлены случаи, когда серпентиниты протыкают крылья складок, обра-

зую сложные дискордантные тела. Правильность очертаний куполов нарушается, а серпентиниты обогащаются глыбами вмещающих пород (кремни, известняки, туфы, лавы). Характерно, что четко намечается пространственная связь этих глыб с породами, с которыми контактируют серпентиниты. Иными словами, отмеченные глыбы в меланже имеют



Рис. 5. Геологическая карта бассейна р. Чанчар (Сакмарская зона Южного Урала)

1 — серпентинитовый меланж; 2 — кремни сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ , нижняя пластина); 3 — кремни сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ , верхняя пластина); 4 — диабазы, спилиты, кремни бантерекской свиты ( $S_{1-2}$ ); 5 — туфогенные породы косистекской свиты ( $O_2-S_1$ ); 6 — песчаники, диабазы, известняки ( $D_{1-2e}$ ); 7 — щелочные базальтоиды ( $D_{2e2-gv}$ ; первый неоавтохтон); 8 — то же, гипабиссальные тела; 9 — кремни ( $D_{3fr}$ ; второй неоавтохтон); 10 — песчаники ( $D_{3fm}-C_{1t}$ ); 11 — мезокайнозойские отложения; 12 — разломы

местное происхождение и образуются за счет дробления перекрывающих серпентиниты тектонических пластин. Так возникает полимиктовый меланж первой категории, отличительной особенностью которого является сравнительно бедный набор глыб и зависимость их состава от состава вмещающих пород.

Дальнейшее развитие протрузионных структур сводится к слиянию отдельных куполов и образованию сложных кольцевых антиклиналей, окружающих компенсационные мульды. В пределах антиклиналей серпентинитовый меланж образует тела, тянущиеся на многие километры параллельно складчатым нарушениям. Они ветвятся на более мелкие, приобретая сложную конфигурацию. Местами они так насыщают структуру, что осадочные и вулканогенные породы образуют лишь определенный образ ориентированные клинья, «плавающие» в серпентинитовой массе. Серпентинитовый меланж этого типа также является апикальной частью расположенного на глубине «серпентинитового пласта». Линейность формы залегания меланжа объясняется приспособлением к продольным разрывам, сопровождающим линейные складки.

Дальнейший рост протрузий приводит к появлению изометричных неправильных тел. Многочисленные блоки вмещающих пород, а также габбро и амфиболитов здесь хаотически перемешаны. Какая-либо их ориентировка намечается только в краевых частях тела.

Весь ряд этих структур можно наблюдать в центральной части Сакмарской зоны, в бассейне р. Урал и его притоков, рек Губерли и Терек-

лы. Формирование этих структур связано со значительным оттоком серпентинитов из участков компенсационных мульд. Серпентинитовая масса сравнительно легко проникла вверх, прорывая систему тектонических пластин.

Как уже говорилось, формирование покровных структур часто процесс длительный. Существующая система пластин может в дальнейшем сдвигаться и сминаться в складки. Естественно, в этом случае происходит переработка меланжа. События как бы повторяются. Разница заключается в том, что в шарьирование и складчатость вовлекаются ранее возникшие массы полимиктового меланжа. Последний играет роль «смазки», располагаясь между тектоническими пластинами осадочных или вулканогенно-осадочных пород, перераспределяясь дополнительно при образовании складок.

В процессе шарьирования полимиктовый меланж первой категории перемешивается, становится более гомогенным. Происходит более или менее существенное перемещение блоков от места их обособления. В конечном счете могут появиться экзотические глыбы. Так образуется полимиктовый меланж второй категории. Его отличительной чертой является значительная гомогенизация глыб. Наряду с блоками гипербазитов, габбро и амфиболитов встречаются глыбы всех (или почти всех) типов пород, развитых в составе аллохтонного пакета. Кроме того, часто присутствует экзотический материал. Меланж этой категории характеризуется максимальной раздробленностью (часто совершенной сланцеватостью) вмещающих серпентинитов, сглаженной формой глыб. В структурном отношении это межпластовые тела, дающие начало следующей генерации протрузионных тел, развитие которых мало чем отличается от рассмотренного ранее.

В Сакмарской зоне к полимиктовому меланжу второй категории относятся так называемые Кувандыкский и Косагачский меланжи. Первый приурочен к контакту двух пластин внутри покровного пакета. Нижняя сложена аргиллитами кураганской ( $O_{1-3}$ ) и кремнями сакмарской ( $S_{1-2}$ ) свит, верхняя — диабазами и спилитами нижнеутягуловской подсвиты ( $S_{1-2}$ ), андезитами и липаритами верхнеутягуловской подсвиты (D). Кувандыкский меланж представляет собой серпентинитовую брекчию, состоящую из глыб силурийских кремней, песчаников, диабазов, спилитов, девонских альбитофинов, ордовикских аргиллитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, массивных гипербазитов, апосерпентинитовых карбонатных пород, а также кембрийских известняков и докембрийских кристаллических сланцев. В составе глыб присутствуют не только породы подстилающей и перекрывающей пластин, а также экзотические образования, отсутствующие в разрезах Сакмарской зоны (кембрийские и докембрийские породы).

Косагачский меланж прослеживается в виде непрерывной полосы между габброидами Хабарнинского массива и вышележащими пластинами ордовикских и силурийских пород. Максимальной мощности меланж достигает в замке лежащей антиклинами (см. рис. 2). Наряду с глыбами гипербазитов, габбро-амфиболитов и амфиболитов здесь появляются глыбы кремней, туффитов, диабазов, известняков, т. е. пород, которыми сложены перекрывающие габброиды и гипербазиты пластины. Кроме глыб присутствуют клинья этих пород мощностью до 100—200 м и протяженностью до 2 км. Наблюдается постепенный переход от сравнительно целых, лишь тектонически «разлинзованных» пород ордовика и силура через выклинивающиеся маломощные пластины этих пород, разделенных серпентинитами, к типичному меланжу с многочисленными, относительно небольшими глыбами. Особенно широко процесс дробления развит в подвернутом крыле лежащей антиклинали.

В Хабарнинской лежащей складке происходило вторичное перераспределение меланжа в связи с ее образованием. По-видимому, нагнета-



нием пластичной серпентинитовой массы в ее замковую часть объясняется увеличение здесь мощности меланжа.

Часто серпентиниты и серпентинитовый меланж приурочены к крутым разломам и даже мелким трещинам, формирующимся как во время складчатости, так и позднее. Это объясняется тем, что серпентинитовая масса может более или менее полно отжиматься от «материнского» меланжа, проникая в любые зоны дробления.

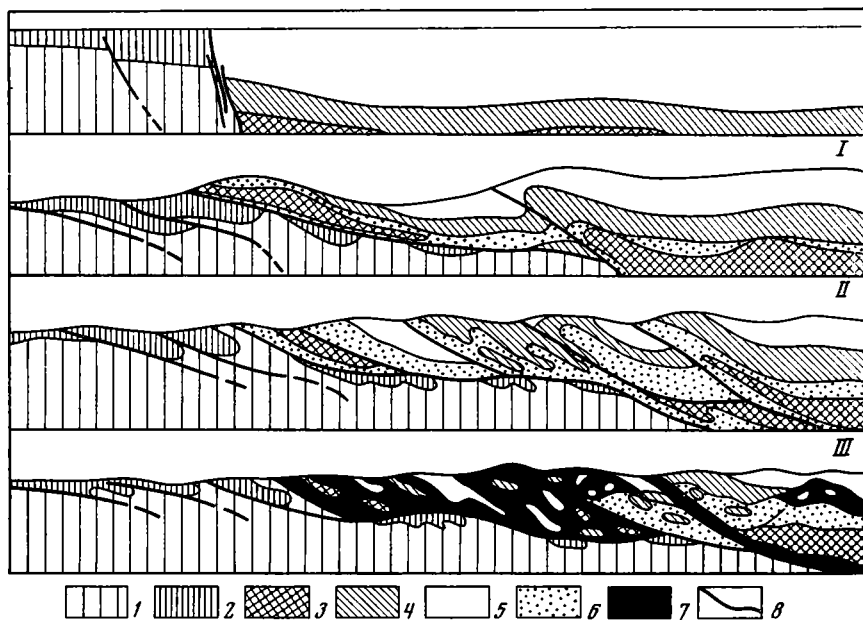


Рис. 6. Схема эволюции офиолитового аллохтона

1 — гранито-гнейсовый фундамент платформ; 2 — платформенные и многоэпизодные осадочные отложения; 3 — гипербазиты; 4 — метасоматические габбро и амфиболиты; 5 — вулканогенно-осадочные эвгеосинклинальные отложения; 6 — мономиктовый меланж; 7 — полимиктовый меланж; 8 — разломы. I — Обособление офиолитовых пластин; появление узких зон рассланцованных серпентинитов и мономиктового меланжа. II — Расчленение пластин на отдельные чешуи; появление широких зон мономиктового меланжа. III — Развитие полимиктового меланжа и рост протрузионных куполов (на верхнем разрезе показано первичное соотношение пород офиолитовой ассоциации)

Приведенный выше материал позволяет утверждать, что гипербазиты, генетически и пространственно связанные с ними габброиды представляют собой тектонически выведенные на поверхность глубинные массы, слагавшие первоначально фундамент эвгеосинклинали. Способы их внедрения могут быть различны, однако основными, по-видимому, являются процессы глубинного шарьирования. В дальнейшем офиолитовые аллохтоны испытывают длительную и сложную переработку, приводящую к возникновению частных тектонических пластин и разнообразных меланжей. Степень серпентинизации и меланжирования определяют лишь конкретную морфологию частных структур. Все это указывает на то, что гипербазиты не имеют какого-то самостоятельного значения в структуре складчатых поясов, а лишь подчеркивают ее. Можно сказать, что габбро-гипербазитовый комплекс, являясь частью эвгеосинклинального разреза, в процессе складчатости деформируется так же, как и любая стратифицированная толща. Отличие заключается в большой подвижности серпентинитов, приводящих к появлению разнообразных вторичных структур.

В первом приближении намечается следующий генетический ряд (рис. 6): 1 — офиолитовая пластина с габбро-гипербазитовым комплек-

сом в основании; 2 — ее более или менее полное раздробление с образованием мономиктового меланжа; 3 — появление протрузионных офиолитовых куполов, формирование полимиктового меланжа первой категории; 4 — образование полимиктового меланжа второй категории в связи с повторным движением тектонических пластин; 5 — возникновение протрузионных куполов, обусловленных локальным нагнетанием полимиктового меланжа, а также выжимание серпентинитов вдоль крутых разломов.

Мы рассмотрели процессы, определяющие структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. Во всех случаях, как нам представляется, главным является процесс шарьирования эвгеосинклинальных образований в сторону прилегающей платформы. Иными словами, здесь наиболее ярко проявлен обдуктивный процесс структурообразования. По-видимому, он является ведущим в формировании эвгеосинклинальных складчатых поясов. Однако не исключено, что в структурах другого типа (например, мозаичные эвгеосинклинальные области) положение габбро-гипербазитовых комплексов в структуре обусловлено иными тектоническими процессами, которые требуют специального изучения. Поэтому приведенные нами закономерности не могут претендовать на универсальность.

#### Литература

- Васильковский Н. П. О происхождении «базальтового» слоя земной коры.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1971.
- Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Природа Уральской эвгеосинклинали.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.
- Ильинская М. Н., Коптева В. В., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала.— Сов. геология, 1972, № 7.
- Казанцева Т. Т. Геологическое строение северной части Зилаирского синклинория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореф. канд. дис., 1970 (Геол. ин-т АН СССР, М.).
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения надвигов и шарьжей Южного Урала.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, т. 45 (4).
- Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 2.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— Вестн. Моск. ун-та, 1970, № 1.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— Геотектоника, № 4, 1972.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1967.
- Морковкина В. Ф. Находки реликтов «субсерпентинита» в альпийских гипербазахитах и его петрогенетическое значение.— Сов. геология, 1971, № 9.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971, 2.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклиналией.— В кн.: Тектоника. Докл. сов. геол. на XXIV сессии МГК, 1972.
- Поспелов И. И., Руженцев С. В. Офиолитовый комплекс центральной части Сакмарской зоны Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.

- Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», М., 1971.
- Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланжи и древняя океаническая кора в Тамдытау.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н. Петрология и хромитонность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрографического совещ., т. II. Свердловск, 1969.
- Савельева Г. Н., Савельев А. А. Гипербазиты южной части Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Материалы по геологии полезным ископаемым, С-В Европейской части СССР, 1970, сб. 6.
- Шульц С. С. (мл). Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. «Недра», М., 1972.
- Bailey E., McCallien W. J. The Ankara melange and the Anatolian thrust.— Nature (1), 1950, v. 166, No. 4231.
- Bird J. M., Dewey J. F. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 4.
- Cadisch J. Der Bau der Schweizeralpen. Zürich, 1953.
- Cumming L. M. Platform and klippen tectonics of Western Newfoundland. Univ. Toronto Press, 1967.
- Davies H. L. Papuan Ultramafic Belt. Report of the XXIII Sess. Int. Geol. Congr., sec. 1, Prague, 1968.
- Dewey J. F., Bird J. M. The origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 14.
- Kennedy M. J., Phillips W. E. Ultramafic rocks of Burlington peninsula, Newfoundland.— Geol. Assoc. Proc. Canada, 1971, v. 24, No. 1.
- Reinhardt B. M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline.— Schweiz. Min. Petrog. Mitt., 1969, v. 49, No. 1.
- Rodgers J., Neale E. R. W. Possible «Taconic» Klippen in Western Newfoundland.— Amer. J. Sci., 1963, v. 261, No. 8.
- Smith C. H. Bay of Islands igneous complex, Western Newfoundland.— Geol. Surv. Canada, 1958, Mem. 290.
- Stevens R. K. Cambro-Ordovician flysh sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on Proto-Atlantic Ocean.— Geol. Assoc. Can., Spec. Paper, 1970, No. 7.
- Tuke M. F., Baird D. M. Klippen in Northern Newfoundland. Univ. Toronto Press, 1967.
- Upadhyay H. D., Dewey J. F., Neale E. R. W. The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle.— Geol. Assoc. Proc. Canada, 1971, v. 24, No. 1.
- Williams H. Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation.— Proc. Geol. Assoc. Can., 1971, v. 24, No. 1.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
6 февраля 1973 г.

УДК 551.24 : 552.16(571.66)

О. М. РОЗЕН, М. С. МАРКОВ

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ АМФИБОЛИТОВ, МЕТАМОРФИЧЕСКОГО  
МЕЛАНОКРАТОВОГО ФУНДАМЕНТА ОСТРОВНЫХ ДУГ  
(НА ПРИМЕРЕ ГАНАЛЬСКОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ)**

Рассмотрены амфиболиты, слагающие меланократовый фундамент Камчатки. Их петрохимия и геохимия свидетельствуют о том, что эти породы представляют собой метаморфизованные лавы основного состава, сходные с щелочными базальтами и толентами океанов. Учитывая опубликованные другими исследователями данные, можно думать, что меланократовый фундамент состоит из разных по генезису пород и должен был формироваться длительно.

В последние годы выясняется, что эвгеосинклинали геологического прошлого и островные дуги закладывались на коре океанического типа и что в их основании залегает разнообразный комплекс пород меланократового состава (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972<sup>1, 2</sup>; Книппер, 1970; Марков, 1970; Dewey, Bird, 1971; Davies, 1971 и многие др.). Породы этого меланократового фундамента известны и в разрезах современных океанов, где они соответствуют «базальтовому» слою земной коры.

Вполне естественно, что выявление этих фактов привлекло пристальное внимание исследователей к породам меланократового основания, которое, как сейчас уже доказано, имеет сложное гетерогенное строение. Установлено, что в некоторых разрезах широко распространены своеобразные габброиды, постепенно вверх по разрезу сменяющие ультрабазиты. Их происхождению посвящено большое количество исследований, в ряде которых убедительно доказывается метасоматическое происхождение этих образований (Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Марков и др., 1972). В других разрезах меланократового фундамента преобладают метаморфические породы — амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые и амфибол-пироксеновые сланцы и гнейсы. Первичная природа их изучена слабее. Этому вопросу и посвящена настоящая работа.

В горсте Ганальского хребта Камчатки на площади около 1200 км<sup>2</sup> обнажены метаморфические породы, нижняя часть которых выделяется под названием ганальской серии, мощностью около 4000 м (Лебедев, 1968; Сидорчук, Герман, 1968; Маракушев и др., 1971). Среди пород ганальской серии выделяются амфиболиты, гранатовые и плагиоклаз-содержащие амфиболиты, среди которых в виде прослоев присутствуют биотитовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы, биотит-гранат-кианитовые сланцы, мраморы и кварциты. Л. Л. Германом в 1971 г. были обнаружены отдельные мелкие выходы гранулитов, соотношение которых с амфиболитами неясно.

Амфиболиты характеризуются гранобластовыми, реже нематобластовыми структурами. Текстуры — полосчатые, массивные, реже сланцеватые. Они состоят из зеленой роговой обманки и плагиоклаза (№ 35—50). Иногда присутствуют эпидот, биотит и кварц (кварцевые амфиболиты). Акцессорные минералы представлены рутилом, сфеном, апатитом. В гра-

натовых амфиболитах содержится гранат пироп-альмандинового состава. Реликтовых структур в этих породах не сохранилось. Однако их переслаивание с кварцитами, карбонатными и глиноземистыми кристаллическими сланцами позволяет говорить о том, что эти породы возникли в результате метаморфизма вулканитов основного состава.

Породы ганальской серии прорваны габбро-норитами Юрчикского массива, в контакте с которыми они превращены в роговики, степень метаморфизма которых достигает пироксен-роговиковой фации.

Выше (по тектоническому контакту) залегают породы стеновой серии, представленные метаморфизованными в фации зеленых сланцев кислыми и основными эффузивами и их туфами. В этих породах часто сохраняются реликты первичных структур и текстур. Метаморфизм, который характерен для пород стеновой серии, наложился и на породы ганальской серии, превратив их в диафориты.

Таким образом, в основании разреза Ганальского хребта залегает мощный комплекс метаморфических пород меланократового состава, которые, как было показано ранее, представляют собой фундамент островных дуг и соответствует в разрезе земной коры «базальтовому» слою. (Марков, 1970; Пейве и др., 1972<sub>1,2</sub>).

В связи с этим было интересно рассмотреть первичную природу амфиболитов, используя материалы по петрохимии и набору редких элементов. Генетическая интерпретация их затруднена в первую очередь весьма ограниченными количеством данных. Это и естественно, поскольку исследования этих комплексов только начинаются, а при привлечении литературных аналитических данных всегда остается место для сомнений из-за отсутствия сведений о геологическом положении исследованных толщ. В связи с этими обстоятельствами в настоящей работе использованы только анализы амфиболитов ганальской серии, причем проанализированные образцы характеризуют главные, наиболее распространенные разновидности этих горных пород. Полученные петрохимические и геохимические данные обнаруживают известные во многом тенденции в поведении химических элементов рассматриваемого типа горных пород и в целом образуют достаточно однородную совокупность. Таким образом, можно полагать, что мы располагаем вполне определенной характеристикой индивидуализированной группы горных пород.

Поскольку амфиболиты породы метаморфические, определенные затруднения вызывает вопрос о степени сохранности их химического состава при метаморфизме. Этот вопрос специально был рассмотрен недавно (Сидоренко и др. 1972), и мы можем допустить, что в силу отсутствия петрографических признаков метасоматоза (замещений, зональности и др.) исследуемые породы являются продуктом регионального метаморфизма, протекающего без существенного изменения исходного состава.

### **ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АМФИБОЛИТОВ**

При изучении генезиса амфиболитов наиболее перспективными являются геохимические методы, в то время как известные петрохимические способы (диагностические диаграммы и др.) не дают необходимого решения в силу существования осадков, изохимичных основным изверженным породам (Сидоренко и др., 1972). Геохимические предпосылки к определению генезиса изложены несколько ниже. Здесь важно лишь отметить, что эти предпосылки однозначно указывают на первично-магматическую природу этих пород. В совокупности с геологическими признаками это позволяет рассматривать их как метаморфизованные лавы основного состава.

Задача по существу состоит в том, чтобы, опираясь на содержание химических элементов, выявить исходный тип лавы, который может быть

как наземным континентальным, так и океаническим — подводным или островным.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, 1950 (Четвериков, 1956), вычисленные для изученных амфиболитов (№ 1—5, табл. 1), показывают, что исходными были, вероятно, породы от «слабо пересыщенных кремнекислотой, бедных щелочами пород» типа кварцевых базальтов и диабазов (№ 1, табл. 1) через «насыщенные  $\text{SiO}_2$  очень бедные щелочами лейко-меланократовые породы», подобные диабазу и долериту (№ 2) и «слегка недосыщенные  $\text{SiO}_2$  меланократовые умеренно богатые щелочами» (№ 5) и бедные щелочами (№ 3) породы, и до «ненасыщенных  $\text{SiO}_2$  щелочных меланократовых пород» (№ 4), приближающихся к анальцимовому базальту, тешениту или среднему базаниту (типы пород по Р. Дэли, Четвериков, 1956).

На соответствующей диаграмме (рис. 1, А) точки изученных амфиболитов располагаются непосредственно вблизи вариационной линии базальт — трахит и точек средних составов крайних типов базальтов по С. Р. Нокколдсу (Nockolds, 1954). Это сопоставление показывает, что состав рассматриваемых пород варьирует от оливинового базальта через состав щелочного базальта и до толеитового базальта, что не противоречит намечаемым в последние годы различным петрохимическим тенденциям в базальтоидах, в том числе и океанических (Engel et al., 1965; Кутолин, 1969, и др.).

Особый интерес представляет то, что намечаемая, таким образом, тенденция вариаций состава в определенной части оказывается близка к тенденции, изученной Л. В. Дмитриевым (1972), в океанических базальтах (рис. 1, Б). Отмечено, что вариационная линия базальтов рифтовых зон и дна Индийского океана берет начало в области щелочных базальтов и сечет вариационные линии классических серий, переходя в область составов высокоглиноземистых базальтов (Дмитриев, 1972). Необычность вариационной линии связывается с особенностями дифференциации верхней мантии под океанами. На диаграмме с началом этой вариационной линии — в области фигуративных точек толеитов и субщелочных базальтов (рис. 1, Б) — совпадает большинство точек изученных пород, распространяющихся из этой части диаграммы далее в область составов оливиновых базальтов.

Намечающаяся общность петрохимических тенденций амфиболитов ганальской серии и океанических лав заставляет обратить внимание на амфиболиты дна океана, нередко извлекаемые одновременно с базальтоидами. Данных такого рода очень мало и определенный интерес в этом отношении представляют амфиболиты подводного хр. Палмер в северо-восточной Атлантике. Амфиболиты нередко сохраняют реликтовую долеритовую структуру с реликтовыми вкрапленниками зонального плагиоклаза от № 80 в центре до № 65 по периферии. Новообразованная роговая обманка развивается по авгиту основной массы, где возникает новая ассоциация минералов — роговая обманка и кальциевый плагиоклаз, собственно и представляющие амфиболит. Широко проявлены ретроградные изменения, проявившиеся в новообразовании мусковита, хлорита, альбита. Фигуративные точки анализов (№ 9—14, табл. 1) образуют вытянутые поля, и проведя предположительно вариационную линию, мы видим резко иную тенденцию, нежели отмеченная для базальтоидов Индийского океана (рис. 1, В). Пересечение линий в принципе свидетельствует о различном характере процессов. Но особый интерес в этом случае представляет точка пересечения. Она оказывается расположенной не там, где помещаются известные усредненные химические составы для океанического толеита (Engel et al., 1965) или высокоглиноземистого базальта (Кипо, 1960), а непосредственно в точке усредненных составов (табл. 1, № 15—18) для базальтов дна океана (Cann, 1971; Melson, Thompson, 1971).

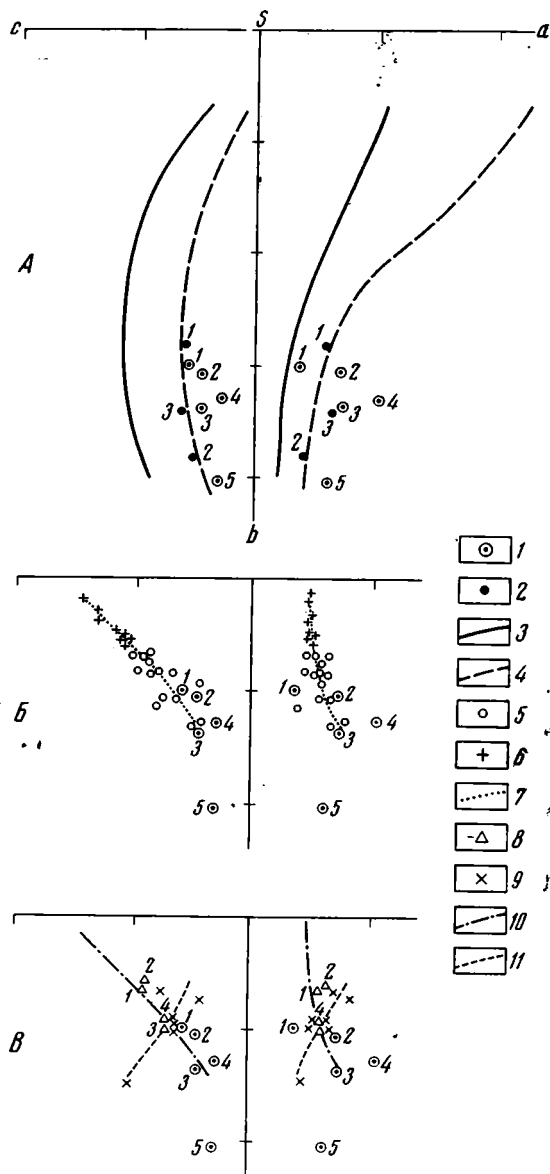
Петрохимические данные для амфиболитов Ганальского хребта Камчатки и некоторых других типов горных пород

Окислы и числовые характеристики	Амфиболиты Камчатки					Средние типы базальтоидов, Noskolds, 1954			Амфиболиты района хр. Палмер в Атлантическом океане (Сапп, 1971)						Высокотемпературный базальт, Купо, 1960	Океанический толент, Engel et al., 1965	Базальты для океана (среднее из 94 анализов) Сапп, 1971	Базальты для океана (среднее из 33 анализов, Nelson et al., 1968)				
	обр. 2536/21	обр. 3037	обр. 3826/3	обр. 3827/1	обр. 3129/3	толеитовый базальт	толеитовый оливиновый базальт	щелочной базальт	обр. 5985/10	обр. 5985,22	обр. 5985,25	обр. 5985/28	обр. 5610,2	обр. 5610,3					15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	53,38	50,09	48,81	47,30	44,68	50,83	47,90	45,78	50,2	49,6	48,4	40,6	51,20	52,80	50,19	49,34	49,61	49,21				
TiO <sub>2</sub>	1,28	1,70	2,13	1,70	1,11	2,03	1,65	2,63	0,97	1,4	1,07	1,19	1,09	1,02	0,75	1,49	1,43	1,39				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,15	12,96	12,04	12,76	9,03	14,07	11,84	14,64	14,7	15,2	16,9	17,8	14,55	14,16	17,58	17,04	16,01	15,81				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,48	7,11	5,38	5,71	7,21	2,88	2,32	3,16	2,9	3,0	3,2	2,3	1,83	1,84	2,84	1,99	0,00	2,21				
FeO	3,75	6,35	7,76	7,76	5,75	9,00	9,80	8,73	6,6	6,9	6,2	8,6	5,89	5,71	7,19	6,82	11,49	7,19				
MnO	0,71	0,17	0,33	0,21	0,37	0,18	0,15	0,20	0,19	0,37	0,24	0,51	0,10	0,17	0,25	0,17	0,18	0,16				
MgO	8,12	5,88	8,59	6,20	11,09	6,34	14,07	9,39	8,3	8,5	8,5	12,3	9,12	8,41	7,93	7,19	7,84	8,53				
CaO	9,07	11,20	10,69	11,24	12,01	10,42	9,29	10,74	11,9	10,1	8,7	8,6	11,86	10,09	10,50	11,72	11,32	11,14				
Na <sub>2</sub> O	1,25	2,99	3,18	4,79	2,25	2,23	1,66	2,63	2,4	2,7	2,1	0,9	2,46	3,67	2,75	2,73	2,76	2,71				
K <sub>2</sub> O	0,69	0,50	0,53	0,48	0,85	0,81	0,54	0,95	0,18	0,31	1,73	1,20	0,50	0,80	0,40	0,16	0,22	0,26				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,94	1,15	0,71	0,74	1,46	0,91	0,59	0,76	1,0	1,7	2,2	5,8	1,56	1,37	—	0,69	—	—				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,21	0,24	0,37	0,46	—	—	—	0,3	0,2	0,5	0,6	0,23	0,25	—	0,58	—	—				
п. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—	—				
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,50	3,00	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,01	0,06	0,06	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—				
C	1,26	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,19	0,16	0,18	0,18	0,23	0,19	0,39	0,13	0,26	0,15	0,13	0,08	0,11	—	—	0,14	0,15				
Сумма	100,51	100,50	100,57	99,94	100,69	99,93	100,03	100,00	99,8	100,25	99,95	100,29	100,47	100,40	100,55	100,09	101,00	98,76				
a	3,68	7,19	7,40	10,90	5,98	6,07	4,15	7,05	5,49	6,38	7,36	4,02	5,99	8,90	6,63	6,34	6,26	6,32				
c	5,49	4,94	3,98	2,83	2,85	6,36	5,34	6,12	7,00	6,97	7,99	10,88	6,51	4,68	8,45	8,42	7,36	7,39				
b	30,14	30,36	33,99	32,69	41,06	28,19	38,22	33,39	30,12	29,13	26,91	34,45	29,74	27,75	27,23	26,92	29,96	29,35				
s	60,67	57,49	54,61	53,56	50,08	59,39	52,27	53,42	57,37	57,50	57,72	50,64	57,74	58,65	57,67	58,30	56,40	56,93				
f'	37,44	39,78	34,43	36,95	28,23	39,61	27,97	32,94	29,36	32,45	33,93	33,33	23,80	24,83	34,83	31,47	36,18	30,10				
m'	44,79	32,28	40,78	31,14	44,26	38,04	58,31	46,83	46,23	49,32	55,17	65,37	50,69	49,41	49,27	45,95	43,36	49,03				
c'	17,75	27,92	24,77	31,92	27,50	22,34	13,70	20,20	24,39	18,21	10,88	1,28	25,49	25,75	15,88	22,56	20,44	20,86				
n	73,35	90,08	90,11	93,81	80,08	80,70	82,36	83,79	95,29	92,97	64,84	53,26	88,20	87,45	91,26	96,28	95,01	94,06				
φ	23,62	19,71	12,89	14,48	14,53	8,72	4,85	7,96	8,15	8,79	10,49	6,17	5,13	5,45	8,91	6,42	0,00	6,41				
t	1,77	2,48	3,17	2,63	1,83	2,91	2,52	4,13	1,43	2,07	1,63	2,17	1,57	1,43	1,11	2,21	2,12	2,07				
Q	8,48	-4,35	-9,56	-17,52	-14,67	0,27	-9,10	-13,38	-3,25	-4,74	-7,27	-17,64	-3,02	-5,18	-6,37	-4,51	-7,07	-6,17				
a/c	0,67	1,45	1,86	3,84	2,09	0,95	0,77	1,15	0,78	0,91	0,92	0,36	0,92	1,90	0,78	0,75	0,85	0,85				

От этой фигуративной точки начинается также поле точек составов изученных амфиболитов Ганальского хребта. Если вариации состава донных амфиболитов не связаны со случайными причинами, мы можем предполагать существование двух разнонаправленных тенденций в эволюции магматических расплавов, образующих донные базальты, причем точка пересечения, охарактеризованная максимальной частотой встречаемости базальтов, возможно, отражает некоторый исходный состав

Рис. 1. Вариационные диаграммы для амфиболитов Ганальского хребта Камчатки (по методу А. Н. Заварицкого) и их сопоставление: А — со средними базальтоидами; Б — с базальтоидами океанов; В — с амфиболитами океанов

1 — амфиболиты Ганальского хребта (номера соответствуют табл. 1); 2 — средние составы базальтоидов (Nockolds, 1954, цифрами около точек обозначены: 1 — толеитовый базальт, 2 — толеитовый оливиновый базальт, 3 — щелочной базальт); 3 — серия базальт — дацит и 4 — серия базальт — трахит (Заварицкий, 1950); 5 — толеиты и субщелочные базальты рифтовых зон и донных котловин; 6 — высокоглиноземистые базальты рифтовых зон Индийского океана (Дмитриев 1972); 7 — вариационная линия этих толеитов и базальтов; 8 — средние составы океанических базальтоидов (цифрами около треугольников обозначены: 1 — толеит (Engel et al., 1965), 2 — высокоглиноземистый базальт (Kuno, 1960), 3 — среднее из 94 донных базальтов (Сапп, 1971<sub>1</sub>), 4 — среднее из 33 базальтов дна океанов глубже 1 км (Melson, Thompson, 1971); 9 — амфиболиты района хр. Палмер в Атлантическом океане (Сапп, 1971<sub>2</sub>); 10 — вариационная линия базальтов Индийского океана; 11 — возможная вариационная линия амфиболитов района хр. Палмер в Атлантическом океане



или состав, возникающий при наиболее распространенных на глубине физических параметрах отщепления базальтовых расплавов. Проверка этого предположения является делом будущего, но в результате проведенных сопоставлений мы можем предполагать, что оба типа амфиболитов возникли за счет базальтов, близких к океаническим.

Проведенные сопоставления и полученные выводы вряд ли могут быть признаны достаточными, хотя бы потому, что некоторые отличия



изученных пород от базальтоидов намечаются при внимательном сравнении анализов. В этой связи целесообразно обратиться к нормативно-минералогическому пересчету (табл. 2). Здесь также отчетливо устанавливается присутствие среди изучаемых пород аналогов толеитов с содержанием нормативного кварца и высоким содержанием гиперстена, связанных промежуточными разновидностями с аналогами щелочных оливиновых базальтов, в которых обнаруживаются высокие содержания нормативного оливина и появление нефелина.

Таблица 2

Нормативно-минералогические характеристики амфиболитов Гангальского хребта Камчатки (а — по данным анализа, б — в пересчете окисного железа на закисное) вес. %

Минералы	Обр. 2536/21		Обр. 3037		Обр. 3826/3	Обр. 3827/1		Обр. 3139/3	Среднее из 200 анализов амфиболитов, Пондерварт, 1957
	а	б	а	б	а	а	б	а	
Кварц	17,4	8,7	4,2	—	—	—	—	—	—
Ортоклаз	3,9	3,9	2,8	2,6	2,7	2,7	2,9	5,0	6,6
Альбит	11,0	11,2	24,7	24,1	26,4	23,1	17,0	17,7	24,4
Нефелин	—	—	—	—	—	9,4	13,5	—	—
Анортит	23,1	23,2	20,7	20,2	16,9	11,9	12,2	10,8	26,8
Диопсид	17,1	18,0	26,7	27,6	18,9	36,9	37,1	31,6	15,0
Гиперстен	12,8	32,3	7,2	11,6	15,4	—	—	—	16,0
Оливин	—	—	—	9,4	7,5	5,6	—	22,6	2,2
Ильменит	2,4	2,4	3,2	4,2	4,2	1,9	15,2	2,0	3,0
Магнетит	10,9	—	10,2	—	7,6	8,1	2,1	10,0	5,3
Гематит	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	—	0,3	0,7
Нормативный оливин	—	—	—	Fo <sub>50</sub>	—	Fo <sub>29</sub>	Fo <sub>42</sub>	Fo <sub>94</sub>	Fo <sub>71</sub>
Нормативный плагиоклаз	Ап <sub>80</sub>	Ап <sub>80</sub>	Ап <sub>55</sub>	Ап <sub>55</sub>	Ап <sub>47</sub>	Ап <sub>44</sub>	Ап <sub>57</sub>	Ап <sub>54</sub>	Ап <sub>53</sub>

Нанесение результатов на диаграмму (рис. 2) показывает, что значительная часть анализов выходит далеко за пределы поля наиболее распространенных базальтоидов. Это связано с высокой степенью окисления железа в этих породах, что может быть вызвано двумя разными факторами. Либо окислением лавы в момент излияния, к чему и склоняется ряд авторов, полагая, что пересчет нужно вести исходя только или почти только из одной закисной формы железа в начальной магме (Coombs, 1963; Matthews, 1971). Это представляется маловероятным (Коржинский, 1962). Либо явлениями окисления лав в постмагматическую стадию (Сапп, 1971<sub>1</sub>) или в период метаморфизма, что мало вероятно в силу резкого уменьшения парциального давления кислорода с глубиной. Для целей классификации нередко используется пересчет окисного железа на закисное (Coombs, 1963; Сапп, 1971<sub>1</sub>; Nicholls, Islam, 1971), что и было выполнено в данном случае (табл. 2, рис. 2). В результате нормативный минералогический состав оказывается близким к реально возможному, а фигуративные точки анализов попадают в поля широко распространенных типов базальтоидов, охватывая всю их гамму от кварцевых толеитов до щелочных оливиновых базальтоидов. Значительная часть анализов тяготеет к полю базальтов океанического ложа, как и в предыдущем случае. В соответствии с задачами данного исследования необходимо отметить, что среди океанических (донных) базальтоидов наблюдается необычайно широкая гамма: от толеитовых до щелочных базальтов со всеми промежуточными разновидностями

(Bonatti et al., 1971; Nicholls, Islam, 1971; Cann, 1971), причем встречаются как высокоглиноземистые типы, так и типы с относительно пониженным содержанием глинозема (Дмитриев, 1972; Melson, Thompson, 1971). В усредненных данных анализов выявляется весьма низкое содержание калия в донных базальтах, на что недавно было обращено особое внимание (Маракушев и др., 1971). Хотя приведенные в табл. 1 содержания калия для амфиболитов сопоставимы с известными для океанических базальтов, необходимо отметить, что вариации содержания калия в этих

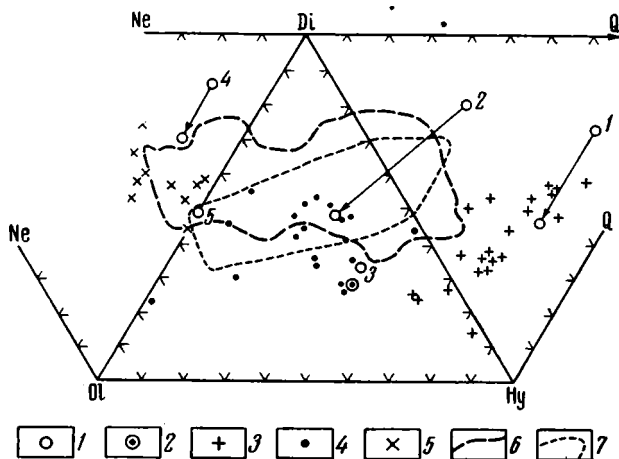


Рис. 2. Треугольная диаграмма нормативных молекулярных соотношений оливин (Ol) — диопсид (Di) — гиперстен (Hy) — нефелин (Ne) — кварц (Q) для амфиболитов Ганальского хребта Камчатки (система CIPW).

1 — амфиболиты Ганальского хребта (стрелки указывают на новое положение точек при пересчете всего железа на закисное); 2 — средний амфиболит (Полдверт, 1957); 3—5 — базальтоиды (Coombs, 1963): 3 — толеитовые, 4 — умеренно щелочные, 5 — щелочные базальты; 6 — контур, охватывающий точки 60 анализов Срединно-Атлантического хребта (Aumento, 1971); 7 — контур, охватывающий точки 53 анализов базальтов океанического дна (Cann, 1971).

базальтах достаточно широки (Дмитриев, 1972; Bonatti et al., 1971, и др.) и могут быть связаны с последующими изменениями лав. Удастся показать (Matthews, 1971), что содержание калия прямо коррелирует с увеличением степени окисления железа, количеством воды в породе и уменьшением содержания кальция и магния в зависимости, как полагает автор упомянутого исследования, от степени взаимодействия с морской водой. По А. А. Маракушеву подобные закономерности могут быть объяснены геохимическими особенностями раннего метаморфизма (Маракушев и др., 1971). Во всяком случае мы должны ожидать, что в древних комплексах эти процессы прошли, и для предпринятого выше сопоставления некоторые отличия в содержании калия несущественны.

В целом петрохимические данные убеждают нас в том, что среди исходных для амфиболитов ганальской серии пород были распространены разновидности от толеитовых до щелочных базальтов, вполне сопоставимые с океаническими базальтами.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АМФИБОЛИТОВ

Результаты количественных высокоточных определений элементов — примесей в амфиболитах Ганальского хребта приведены в табл. 3, сопоставления — в табл. 4. Распределение элементов в амфиболитах

Таблица 3

Содержание элементов—примесей в амфиболитах Ганальского хребта Камчатки (в г/т =  $1 \cdot 10^{-4}$  %; Hg — в %)

	Обр. 3078/8	Обр. 3078/12	Обр. 3801	Обр. 3826/8	Обр. 3832	Число определений	Среднее по пробам	Интервал колебаний
Li	3,1	4,8	2,4	14	4,7	10	5,8	2,4—14
Be	<1	<1	<1	<1	1	10	<1	—
B	9**	10	7*	7*	9**	16	8	7—10
F	760	840	880	760	630	10	770	630—880
V	480	520	360	440	290	10	410	290—520
Cr	He опр.	He опр.	130	160	170	6	150	130—170
Co	44	56	50	66	66	10	56	44—66
Ni	26	31	43	81	13	10	39	13—81
Cu	75**	360	160	300	160**	14	210	75—360
Zn	200**	240	180	250	150**	14	200	150—240
Ga	16	14	10	10	11	10	12	10—16
Ge	2,5	1,4	1,4	2,6	2,1	10	2	1,4—2,6
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10	
Sr	He опр.	250**	270	200**	270**	14	250	200—270
Zr	120*	110	160	170**	160*	14	140	110—170
Nb	6,3	<3,5	He опр.	He опр.	4,2	6	4,5	<3,5— —6,3
Mo	2	2	1	2	1	10	2	1—2
Cs	6	<5	<5	<5	5	10	<5—6	
Ba	100**	He опр.	100	100*	130**	13	110	100—130
Ta	<0,3	<0,3	He опр.	He опр.	0,3	6	<0,3— 0,3	
Hg (%)	$3 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$0,3 \cdot 10^{-7}$	$6,4 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	10	$4,3 \cdot 10^{-7}$	$0,3—7,0 \times$ $\times 10^{-7}$ 4—8
Pb	7	8	4	6	4	10	6	
Bi	<5	<5	<5	<5	<5	10	<5	
Sr:Ba			2,7	1,8	2,1		2,3	
Cr:Ni			3,0	2,0	13,1		3,8	

Примечание. Каждая проба исследовалась дважды. Знаком \* отмечены пробы из которых сделано три параллельных определения, \*\* — соответственно четыре определения. Анализ проходил в лаборатории ИМГРЭ (А. И. Гусельников И. А. Елюм), параллельные определения В, Cu, Zn, Sr, Zr, Ba осуществлялись в лаборатории ВИМС (Т. И. Тарасова), главным образом количественным спектральным методом, частично с предварительным химическим обогащением (Nb, Ta) методом фотометрии пламени (Li, Rb, Cs), химическим (Ge) и атомно-абсорбционными (Hg) методами. Относительная среднеквадратичная ошибка воспроизводимости составляет для большинства элементов 10—20 % при удовлетворительной точности.

(табл. 3) в подавляющем большинстве случаев отличается высокой степенью однородности.

Последние исследования геохимии амфиболитов показывают (Сидоренко и др., 1972), что содержание и соотношение элементов—примесей могут с высокой степенью вероятности указывать на первичную природу этих метаморфических пород. Поэтому, не повторяя здесь приведенного в указанной работе обзора проблемы, обратимся к сравнению с орто- и параамфиболитами, наиболее подробно изученными в настоящее время как в геологическом, так и в геохимическом отношениях (табл. 2, № 3—6). Среди диагностических элементов группы железа в рассматриваемых амфиболитах содержания Sr близки к таковым в ортоамфиболитах и основных изверженных породах (№ 7) при несколько пониженных содержаниях Ni, и промежуточных значениях Co и V, что вполне возможно для магматических пород (например, табл. 4, № 9 и др.). Такие характерные элементы параамфиболитов, как В и редкие щелочи (Li, Rb, Cs) обнаруживают в амфиболитах ганальской серии пониженные содержания, иногда даже по отношению к средним данным для основных изверженных пород (Li, Rb). Эти признаки, опирающиеся на валовые содержания элементов, в целом указывают на магматическую природу исходных пород. Характерные отношения элементов (Sr :

Таблица 4

## Содержание элементов—примесей в амфиболитах Ганальского хребта и сходных с ними породах

(в  $z/T=1 \cdot 10^{-4}$  %, Hg— в %)

Элементы	Амфиболиты Ганальского хребта (табл. 3)		Амфиболиты докембрия (Сидоренко и др., 1972)				Основные изверженные породы (Виноград, 1962)	Средние базальты, Engel et al., 1965		Глубоководные базальты Атлантики, Nicholls, 1971		Базальты Средне-Индоканского хребта, Дмитриев, 1972		Среднее для 11 образцов базальтов океанических хребтов, Hart, 1971	Амфиболиты хр. Палмер в Атлантике, Сапп, 1971 <sub>2</sub>		Среднее из 6 базальтов и габбро Средне-Атлантического хребта, Bonatti et al., 1971		Амфиболиты Средне-Атлантического хребта, Bonatti et al., 1971		
	среднее*	интервал колебаний	ортоамфиболиты, комплекс Кейв		параамфиболиты средние данные			океанический толентовый базальт	целочной базальт	с нормативным кварцем обр. CH-35—415A	с нормативным нефелином обр. CH-35—211	Средний толентовый базальт с глубиной более 1 км, Melson, Thompson, 1971**	среднее***		интервал колебаний	среднее	интервал колебаний	среднее		интервал колебаний	
			среднее (принятое значение)	интервал колебаний	комплекс Полмос-Полрос	комплекс Кейв															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Li	5,8	2,4—14	17	14—27	110	100	15	9	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	<1	—	1,0	1—3	1,1	16	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B	8	7—10	6	6—19	84	40	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	770	630—880	—	—	—	—	370	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	410	290—520	300	221—370	532	6	200	292	252	290	390	289	340	270—490	—	—	—	—	—	—	—
Cr	150	130—170	270	186—270	59	<5	200	297	67	340	240	296	470	200—730	—	—	—	—	—	—	—
Co	56	44—66	64	60—78	67	<3	45	32	25	42	36	—	46	25—72	—	—	—	—	—	—	—
Ni	39	13—84	182	100—420	80	<5	160	97	51	160	145	123	220	90—460	—	—	—	—	—	—	—
Cu	210	75—360	51	16—260	90	8	100	77	36	30	110	87	46	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	200	150—240	—	—	—	—	130	—	—	35	60	122	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	12	10—16	28	18—28	26	50	18	17	22	7	10	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ge	2	1,4—1,6	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	<10	—	8	8—30	23	80	45	<10	33	1,0	20	<20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	250	200—270	553	208—553	146	190	440	130	815	130	680	123	—	—	1,11	4	3,6	3,7	0,50—10,8	0,67	0,19
Zr	140	110—170	163	100—160	100	960	100	95	333	85	210	100	—	—	135	123	105—140	156	103—217	128	147
Nb	4,5	<3,5—6,3	31	5—31	5,5	50	20	<30	72	5,2	65	—	—	—	58	55—60	—	—	—	—	—
Mo	2	1—2	—	—	—	—	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs	<5—6	<5—6	4	<4—4	10	13	1	—	—	—	—	<5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	110	100—130	251	5—324	2—10	1480	300	14	498	35	530	12	—	—	0,016	—	—	—	—	—	—
Ta	<0,3—0,3	<0,3—0,3	4	<0,3—4	<0,3	4,1	0,5	—	—	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—
Hg(%)	3,4 · 10 <sup>-7</sup>	0,3—7,0 · 10 <sup>-7</sup>	—	—	—	—	9,0 · 10 <sup>-7</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	6	4—8	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr/Ba	2,3	1,8—2,7	2,2	1,4—2,4	0,7	0,1	1,5	9,3	1,64	3,7	1,3	10,2	—	—	13,5	—	—	—	—	—	—
Cr/Ni	3,8	2,0—13,1	1,5	1,2—1,5	0,7	—	1,2	3,1	1,3	1,9	1,7	2,4	2,1	2,0—2,9	—	—	—	—	—	—	—

\*8

35

\* Определены содержания Bi ( $<5=2/T$ )\*\* Определены содержания Ag ( $<1$ ), Bi, Cd ( $>2$ ), Sn ( $<5 z/T$ ).

\*\*\* Для B-2 определения; V, Cr, Co, Ni—среднее из 19 анализов; Cu—среднее из 6 определений.

\*\*\*\* Ni, Cu, Zn, Ga—среднее из 5 определений; Rb, Sr, Zr—2 определения.

: Ba, Sr, Ni), прямо указывают на магматогенный характер изучаемых амфиболитов. Они нигде не выходят за пределы соотношений, типичных для изверженных пород основного состава, т. е.  $> 1$  в обоих случаях. Эти данные, образующие с геологическими и петрохимическими особенностями непротиворечивую совокупность, однозначно указывают на то, что для образования амфиболитов Ганальского хребта исходными являлись магматические породы, скорее всего, судя по совокупности данных, базальтоиды.

Рассмотрение петрохимических особенностей амфиболитов Ганальского хребта приводит к выводу о близости их к океаническим базальтоидам. В табл. 4 приведена значительная часть наиболее представительных из известных в настоящее время данных по геохимии таких базальтов, главным образом в виде средних, частично в виде оригинальных анализов. Эта работа в значительной мере была облегчена выпуском Трудов симпозиума по петрологии изверженных и метаморфических пород дна океана в 1971 г. (Philosoph. Trans..., 1971). Очевидно, что геохимических данных, касающихся рассматриваемых базальтоидов, а тем более амфиболитов, весьма мало.

Для Be, Ge, Mo, Ta и P опубликованных аналитических данных по донным базальтоидам не найдено. Выявленные содержания их удовлетворительно совпадают с известными средними для основных изверженных пород. Содержания ртути оказываются на порядок ниже, что может быть вызвано ее миграцией при метаморфизме. Эта же причина, вероятно, обуславливает повышенные почти вдвое против кларка содержания фтора (табл. 4).

Стремление исследователей выявить геохимические различия между толеитовыми и щелочными базальтами привело к вычислению средних данных для тех и других (Engel et al., 1965). Оказалось, что толеитовые базальты обогащены элементами группы железа (V, Cr, Co, Ni) и медью, тогда как щелочные базальты отличаются повышенными содержаниями Zr, Nb, Ba, Sr, Ga, Rb (табл. 4, № 8, 9). Попытка проверить эти различия на базальтах дна океана была предпринята недавно (Nicholls, Islam, 1971), при этом уточнены некоторые цифры (для Rb, Nb) и поставлены вопросы относительно правильности некоторых отмеченных тенденций, например для ванадия и меди (№ 10, 11, табл. 4). Весьма характерно, что «средний толеитовый базальт» со дна океана глубже 1,0 км (Melson, Thompson, 1971) оказывается по всему изученному спектру элементов близок к толеиту по А. Энгелю (Engel et al., 1965), за исключением Zn, содержания которого не рассчитаны. Базальты Срединно-Индоеокеанского хребта (Дмитриев, 1972) весьма отчетливо проявляют «толеитовую» тенденцию — в них содержания элементов группы железа не только достигают уровня толеитов, но еще и превышают их, иногда более чем вдвое (Ni). Медь в них занимает промежуточное положение (№ 13, 14, табл. 4). Та же самая тенденция обнаруживается по отдельным элементам в вычисленном среднем из 11 базальтов океанических хребтов (Rb, Sr, Ba, № 15, табл. 4), для амфиболитов хр. Палмер в Атлантике (Ni, Ga, Rb, Sr, Zr), промежуточное место занимает Си и неясно, как рассматривать Zn (№ 16, 17, табл. 4), и базальтов, габбро и амфиболитов Срединно-Атлантического хребта по Rb и Sr (№ 18—20, табл. 4). Таким образом, представленный здесь материал отчетливо показывает, что геохимические особенности донных океанических базальтов чаще всего имеют толеитовую тенденцию.

Исследованные амфиболиты Ганальского хребта Камчатки очень близки к донным базальтам по содержаниям V, Cr, Co (при нескольких повышенных содержаниях ванадия, находящихся в пределах известных колебаний, и при пониженных содержаниях хрома, приближающихся к известным нижним пределам). Содержания Ni отчетливо низкие и в среднем ниже, чем в щелочных базальтах. Содержания Ga, Rb, Nb

близки к известным для толеита и донных базальтов. В то же время по содержаниям Cu, Sr, Ba, Zr изученные амфиболиты, хотя и тяготеют к толеитам, но содержания этих элементов в них заметно повышены, что приближает амфиболиты к щелочным базальтам. По-видимому, это будет справедливо и для цинка. Наконец, выявленные содержания бора в амфиболитах ганальской серии совпадают с данными для донных базальтов и превышают среднее в основных изверженных породах.

Интересно отметить, что амфиболиты хр. Палмер в Атлантике, как и изученные амфиболиты Камчатки, содержат мало никеля, почти столько же Ga и, вероятно, Rb. Однако в них нет столь высоких содержаний Cu, Sr, Zr, а содержание Zp, хотя и перекрывает интервал колебаний, но в среднем почти вдвое ниже. Те же закономерности в соотношениях характерны и для Rb и Sr в амфиболитах Срединно-Атлантического хребта. Таким образом, в изученных амфиболитах содержания меди являются существенно повышенными и выходящими за рамки известных средних, что может быть объяснено региональной спецификой лав или широкой гидротермальной проработкой. Об этом косвенно свидетельствует, возможно, повышенное содержание фтора, что, естественно, не может быть установлено без специальных исследований. Концентрации остальных элементов в целом близки к толеитовым базальтам и не выходят за пределы известных интервалов колебаний, но обнаруживают заметные отклонения в сторону щелочных базальтов.

Как было показано при рассмотрении петрохимии, здесь мы имеем дело с серией пород от толеитов до щелочных основных базальтов и, рассматривая среднее, улавливаем лишь общий интегральный эффект. Более детальные исследования выявят, вероятно, геохимические аналогии как толеитовой, так и щелочной групп.

Подводя итог сказанному, необходимо отметить, что геохимические данные указывают на первично-магматическую природу рассматриваемых амфиболитов. Содержания элементов — примесей в них хорошо увязываются со средними данными для основных изверженных пород, базальтоидов в целом и базальтов дна океанов, причем подтверждается вывод, сделанный при анализе петрохимии, что в ганальской серии амфиболиты образовались за счет метаморфизма лавового комплекса, содержащего щелочные базальты, толеиты и переходные разновидности. Сопоставление изученных амфиболитов с донными океаническими базальтами и амфиболитами в целом показывает их отчетливую близость, несмотря на ряд заметных отличий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторы ставили своей задачей проверить с помощью исследования петрохимических и геохимических особенностей правомочность определенной геологической модели. Можно констатировать:

1) что результаты проведенного исследования хорошо согласуются с принятой моделью; очевидно, что выявление среди амфиболитов петрохимических и, как вытекает из сказанного выше, геохимических аналогов ряда щелочной базальт — толеит представляет интерес для познания геологического строения фундамента Тихоокеанского пояса;

2) что островная дуга Камчатки заложилась на меланократовом фундаменте, породы которого вскрыты в центральных частях отдельных горстовых поднятий и в Ганальском хребте представлены метаморфизованными эффузивами основного состава;

3) что «базальтовый» слой земной коры имеет сложное полигенное строение. С одной стороны, он сложен габброидами, с другой — представлен метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации океаническими базальтами. Такая сложность строения «базальтового» слоя

свидетельствует, на наш взгляд, о длительности его формирования, что необходимо учитывать при построении любой гипотезы строения и развития геосинклиналей.

#### Литература

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7.
- Дмитриев Л. В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана, т. I. «Наука», М., 1972.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. «Недра», М., 1967.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1950.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— *Геотектоника*, 1970, № 2.
- Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1962, № 9.
- Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. «Наука», 1969.
- Лебедев М. М. Ганальская метаморфическая зона Камчатки.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. «Наука», М., 1971.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— *Геотектоника*, 1970, № 2.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— *Геотектоника*, 1972, № 1.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. «Наука», М., 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. «Базальтовый слой» земной коры в западной части Тихого океана.— *Докл. АН СССР*, 1972, т. 203, № 2.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— *Сов. геология*, 1972, № 12.
- Полдерварт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. Изд-во иностр. лит., М., 1957.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и орто-амфиболиты докембрия. «Наука», М., 1972.
- Сидорчук И. А., Герман Л. Л. О взаимоотношениях фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений с метаморфическими образованиями проблематичного возраста (на примере Ганальского хребта).— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.
- Andel Tj. H., van Bowin C. O. Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude and the tectonics of Mid-ocean ridges.— *J. Geophys. Res.* 1968, v. 73, No. 4.
- Aumento F., Loncarevič B. D., Ross D. I. Hudson Geotraverse: geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45° N.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1971, v. 268, No. 1192, 381—750.
- Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, v. 268, No. 1192, p. 381—750.
- Cann J. R. Major élément variations in ocean-floor basalts.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, v. 268, No. 1192, p. 381—750.
- Cann J. R. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, v. 268, No. 1192, p. 381—750.
- Cann J. R. Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— *J. Petrol.*, 1969, No. 1, v. 10.
- Coombs D. S. Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram.— *Min. Soc. Amer., Spec. paper*, 1, 1963. Internat. Mineral. Association, Papers, Third General Meetins.

- Davies H. L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua au overthrust plate of oceanic mantle and crust.—Bureau of miner. resour., geol. and geoph. 1971, Bul. No. 128, Australia.
- Dewey J. F., Bird J. M. Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 14.
- Engel C. G., Engel A. E. I., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.—Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, No. 7.
- Hart S. R. K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts.—Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, No. 1192, p. 381—750.
- Kuno H. High-alumina basalt.—J. Petrol., 1960, v. 1, No. 2.
- Matthews D. H. Altered basalts from Swallow Bank, an abyssal hill in the NE Atlantic, and from a nearby seamount.—Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, No. 1192, p. 551—571.
- Melson W. G., Thompson G. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments.—Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, No. 1192, p. 381—750.
- Melson W. G., Thompson G., van Andel Tj. H. Volcanism and metamorphism in the mid-Atlantic Ridge near 22° N latitude.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 5925—5941.
- Nickolls G. D., Islam M. R. Geochemical investigations of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications.—Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, No. 1192, p. 381—750.
- Nockolds S. R., Average chemical compositions of some igneous rocks.—Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, No. 10.
- Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 1971, v. 268, No. 1192, p. 381—750.

ВИМС  
Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
22 января 1973 г.



УДК 551.24 : 521.53

П. Н. КРОПОТКИН

## ГЛЫБОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НА МАРСЕ

На основании дешифрирования снимков сделано предположение о глыбовой природе некоторых морфологических структур, которые интерпретируются как грабены и глыбовые хребты. Радарные профили (по 21 и 6° с. ш., 14° ю. ш.) свидетельствуют о тектонической расчлененности рельефа Марса. Светлые возвышенности, подобно земным материкам, вероятно, имеют более толстую кору (по сравнению с так называемыми морями) и с поверхности могут быть сложены породами гранитного состава и продуктами их разрушения.

На основании анализа рельефа Марса (по снимкам 1969 г.) было высказано предположение о том, что на его поверхности имеются глыбовые дислокации, связанные с действием горизонтально ориентированных сил (Кропоткин, 1971; Каттерфельд, Хедервари, 1968). Отмечалось, в частности, что в переходной зоне между областями Геллеспонт и Эллас однообразное простирание хребтов, вероятно перпендикулярное к господствовавшему стрессу, выдерживается на протяжении 400 км (Лейтон, 1972; Cutts, Soderblom, 1971; Sharp, Soderblom, 1971).

Недавно опубликованные снимки (Мороз, 1971; Martian canyons, 1972), сделанные в ноябре 1971 г.—январе 1972 г. с «Маринера-9», подтверждают это предположение. В районе, расположенном вблизи южного полюса, где еще раньше по фотографиям, сделанным с «Маринера-7», был известен горный хребет, на новых снимках видно, что он состоит из 6—7 параллельных, довольно узких цепей или кряжей. Расстояние между их гребнями составляет около 70—100 км. По-видимому, кряжи разделены глубокими тектоническими долинами, параллельными их простиранию. Протяженность всего хребта в той части, которую охватывает снимок, достигает 1000 км, ширина—200—500 км. На снимке виден крупный кратер диаметром около 200 км, вероятно более поздний, чем эти структуры.

При анализе рельефа этого хребта напрашивается аналогия с горноскладчатыми структурами земного шара, сформированными в обстановке горизонтального сжатия в Азии (например, в районе Тянь-Шаня, в юго-восточной Азии от восточных Гималаев до Китайской платформы или в районе хр. Загрос), в северных хребтах Анд Южной Америки и в других местах. По всей вероятности, здесь мы имеем серию складчатоглыбовых нарушений, сопровождаемых разрывами и возникших под действием сжатия, ориентированного вкрест простирания хребта.

На другом снимке (Кропоткин, 1972; Martian canyons, 1972) прекрасно виден грабен протяженностью более 400 км и 50—80 км в ширину. Эта часть крупнейшего грабена («канала») Agathodemon, который находится в районе темной области Tithonius Lacus (к востоку от Tharsis) и врезан в светлое плато. Этот ров интересен сетью дендритообразных углублений у обоех склонов. Возможно, они представляют собой овраги, промытые ювенильными водами, поднимавшимися по тем разломам, которые ограничивают грабен. Морфология этого участка ука-

зывает на растяжение. Таков же, вероятно, генезис долины, протягивающейся на 700 км в районе Rasena (Мороз и др., 1972).

На рис. 1 воспроизведен профиль по 21° с. ш. Марса (Wells, 1969), упомянутый в предыдущей статье (Кропоткин, 1971), на рис. 2 — профиль, полученный с помощью радиоэхо на 14° ю. ш. (Downs a. oth., 1972). Имеется также профиль по 6° с. ш. (Lorell a. oth., 1972). Как показывает сопоставление с картой Марса, светлые области (материки) в общем совпадают с более возвышенными участками рельефа как на этих профилях, так и на других участках, обследованных радиолокацией (New Radar Map, 1969; Masursky, Watson a. oth., 1972).

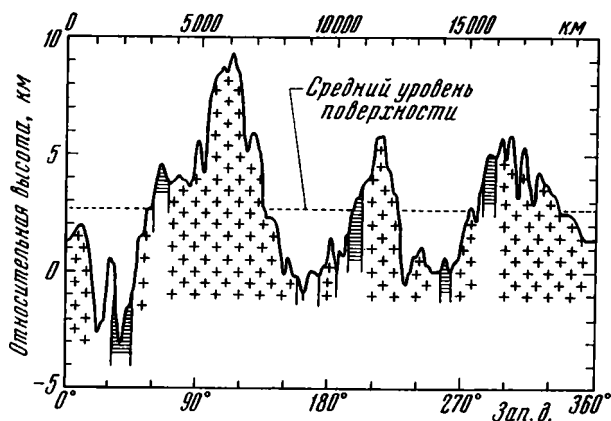


Рис. 1. Топография Марса на 21° с. ш. (по радиолокационным данным). Крестики — светлые области, горизонтальная штриховка — темные области. Отношение горизонтального и вертикального масштабов приблизительно 1 : 850

Обширные темные области (моря), судя по исследованиям прозрачности марсианской атмосферы в фиолетовой части спектра (Коваль, 1972), располагаются ниже среднего уровня материков. Профиль по 21° с. ш. не пересекает таких морей, за исключением небольшого залива (Nilianus Lacus) моря Mare Acidalium между 35 и 42° зап. долготы, где и находится низшая точка профиля. Небольшие темные полосы и участки (Trivium Charontis и другие), пересеченные профилем, находятся на склонах возвышенностей и могут быть связаны с зонами базальтового вулканизма.

На другом профиле (см. рис. 2) понижения совпадают с темными «морями» (Mare Cimmericum, выраженное в виде рва глубиной в 1—1,5 км на 227—234° з. д., моря Iarugia и Mare Erythraeum, северная оконечность Mare Sirenum), высшие точки — с окраиной обширной светлой возвышенности Tharsis-Amazonsis.

Еще в 1966 г. по флуктуациям в мощности радиосигналов «Маринера-4» при его прохождении за Марсом было найдено, что светлая область Electris в южном полушарии имеет уровень на 5 км более высокий, чем темное Mare Acidalium в северном полушарии. Радарные профили обнаружили разность высот между самыми высокими и самыми низкими точками, достигающую 12,5 км (на 21° с. ш.) и 13 км (на 14° ю. ш.), примерно такую же, как размах высот, который наблюдался бы на Земле, если удалить с нее всю воду океанов. В этом случае по законам изостазии дно океанов поднялось бы, подобно тому, как поднимается Фенноскандия после удаления ледниковой нагрузки, и размах высот сократился бы на Земле с 18 до 14 км.

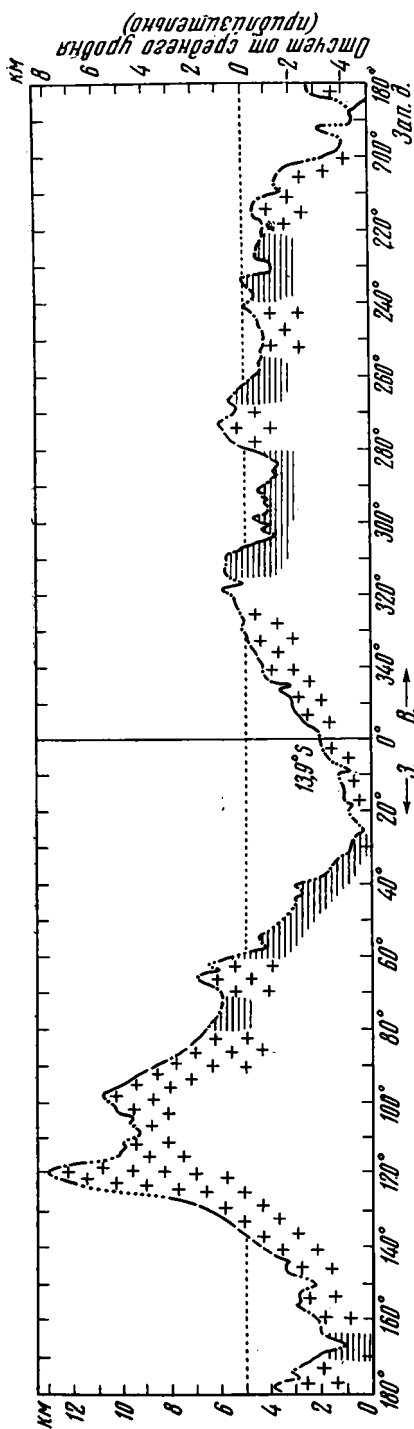


Рис. 2. Топография Марса на 14° ю. ш. (по радиолокационным данным). Крестики — светлые области, горизонтальная штриховка — темные области, пунктир — интерполяция на участках, где линия профиля прерывается

Применяя к Марсу общие принципы изостазии (в схеме Эри-Лукашевича; Люстих, 1957), можно ожидать, что светлые возвышенности Марса имеют более толстую кору. В верхней части она, вероятно, имеет гранитный, или близкий к гранитному, состав. Разрушение основных пород, богатых темноцветными минералами, вряд ли привело бы к формированию обломочного материала (песка и пыли) с такой высокой отражательной способностью. Предположение о гранитной коре на Марсе (Кропоткин, 1971) подкрепляется тем, что гранитные, в широком смысле, породы известны не только на материках Земли и среди метеоритов (тектиты, возможно, представляющие собой выбросы из лунных кратеров), но и на Венере, судя по определенным содержаниям калия, урана и тория на ее поверхности («Венера-8», 1972). Пониженные темные пространства — «моря», вероятно, сложены базальтовым материалом и имеют кору меньшей толщины (Кропоткин, 1972). Однако в локальных масштабах наблюдается иная зависимость, а именно приуроченность светлого материала к пониженным участкам (район Meridiani Sinus). Вероятно, это связано с переносом пыли из обширных светлых возвышенностей в депрессии (Cutts, Soderblom, 1971).

Определения высоты рельефа по суммарной толщине атмосферы, которая в свою очередь оценивается по интенсивности полос  $\text{CO}_2$  (Коваль, 1972; Wells, 1969), сильно отличаются от того, что дают радарные профили (Головков, 1970). Иногда они приводят к таким схемам вариации высоты, которые противоположны результатам радарного профилирования (например, по районам Iarugia, Syrtis Major и др.). С другой сто-

роны, точность радарных определений высоты доведена сейчас до 50—100 м (Downs a. oth., 1972).

Опираясь главным образом на радарные профили и единичные радиозондирования и на общую корреляцию позволяющую приписать, в статистическом аспекте, темным и светлым территориям различную высоту и различное геологическое строение, можно построить грубую схему релье-



ефа Марса (рис. 3). На ней показаны изогипсы — 3,7 км, 0 (средний уровень) и +5 км; отмечен также уровень низших и высших точек по радарным профилям и перепад высот на некоторых участках, установленный по «точечным» определениям (New Radar Map, 1969).

Если эти построения справедливы, то Марс сходен с Землей не только в том, что на его поверхности имеются глыбовые тектонические структуры, связанные как со жганием (хребет у южного полюса), так и с растяжением (грабен Agathodeman, Mare Simmericum), но и в разделении его поверхности на обширные возвышенности и низменные территории. Различаясь по геологическому строению и толщине коры, они в какой-то степени аналогичны материковым глыбам и океаническим депрессиям земного шара.

#### Литература

- «Венера-8» — итоги космического рейса. Сообщ. ТАСС.— «Красная звезда», 10 сентября 1972 г.
- Головков В. К. Темные области на Марсе — возвышенности или низменности? — Земля и Вселенная, 1970, № 1.
- Каттерфельд Г. Н., Хедервари П. Х. Кольцевые и линейные структуры Марса.— Астрон. ж., 1968, т. 45, № 5.
- Коваль И. К. Физика планеты Марс (обзор).— В сб.: Физика Луны и планет. «Наука», М., 1972.
- Кропоткин П. Н. Три типа рельефа планеты Марс.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Кропоткин П. Н. Новое о геологии Марса.— Природа, 1972, № 11.
- Кропоткин П. Н. Изостазия и рельеф Земли, Луны и Марса.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1972, т. 206, № 6.
- Лейтон Р. Поверхность Марса.— Земля и Вселенная, 1971, № 2.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы.— Тр. Ин-та Физ. Земли АН СССР, № 38 (165). Изд-во АН СССР, 1957.
- Мороз В. И., Ксанфомалити Л. В. Четыре месяца на марсианской орбите.— Вестн. АН СССР, 1972, № 9.
- Cutts J. A., Soderblom L. A., Sharp R. P., Smith B. A., Murray B. C. The surface of Mars. 3. Light and dark markings. Journ. Geoph. Res., 1971, v. 76, No. 2.
- Downs G. S., Goldstein R. M., Green R. R., Morris G. A., Reichley P. E. Mars radar observations. Internat. Geol. Congress, 24 sess., Sect. 15 (Planetology). Montreal, 1972.
- Lorell J., Born G. H., Sjogren W. L., Shapiro I. I. a. oth. Mariner-9 celestial mechanics experiment: Gravity field and pole direction of Mars.— Science, 1972, v. 175, No. 4019.
- Martian canyons.— Geotimes, 1972, v. 17, No. 2.
- Masursky R., Batson R. M., Soderblom L. A., Leighton R. B. a. oth. Mariner-9 television reconnaissance of Mars and its satellites: Preliminary results.— Science, 1972, v. 175, No. 4019.
- New Radar Map.— Nature, 1969, v. 223, No. 5206.
- Sharp R. P., Soderblom L. A., Murray B. C., Cutts J. A. The surface of Mars. 2. Uncratered terrains. Journ. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 2.
- Wells R. A. Martian topography: large-scale variations — Science, 1960, v. 136, No. 3907, p. 862—865.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
29 ноября 1971 г.

УДК 551.24 : 551.79

М. В. ГЗОВСКИЙ, А. А. НИКОНОВ

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры включает установление связи современных движений на поверхности с глубинными процессами и выявление закономерностей тектонического развития земной коры на современном этапе. Вводится понятие о современной тектонической активности, оцениваемой по величине современных движений на поверхности, напряженному состоянию горных пород в горных выработках и энергии землетрясений в земной коре. Величины всех этих показателей резко различаются в пределах платформ, с одной стороны, геосинклиналей и активизированных областей — с другой. Для современных движений характерна неравномерность в пространстве и времени.

Оценивается соотношение градиента скорости движений на поверхности со скоростью деформации на глубине и сейсмичностью. Выделены четыре типа движений на поверхности по отношению к напряжениям и сейсмичности в земной коре: плейстосейсмические, гипосейсмические, криптосейсмические, телсейсмические.

**ВВЕДЕНИЕ**

Современные движения земной коры, т. е. движения измеряемые инструментально в течение  $10^{-1}$ — $10^2$  лет, проявляются в пределах суши (и, вероятно, на дне морей) практически повсеместно и непрерывно.

Однако результаты инструментальных измерений перемещения земной поверхности интегрально отражают движения разного происхождения, интенсивности и периодичности. Измеряемые величины движений кроме собственно тектонических (изостатических и антиизостатических) включают такие составляющие движений, как гидротермические изменения поверхности (в результате колебания уровня грунтовых вод, сезонных пучений и просадок рыхлых пород), погружения в результате диагенеза и химического преобразования рыхлых пород, колебания поверхности под влиянием гидрометеорологических факторов, движения под влиянием техногенного воздействия (откачка грунтовых вод, нефти и газа, проходка горных выработок, крупные инженерно-технические сооружения и изменение природных условий).

При интерпретации результатов измерений часть нетектонических движений может быть устранена ввиду их локального развития (техногенные) за счет годового осреднения и при специальном инженерно-геологическом обследовании реперов (внутренние гидротермические и внешние гидрометеорологические).

Гораздо труднее выделить и количественно оценить роль факторов диагенеза рыхлых осадков и поверхностного перераспределения горных пород экзогенными процессами. Тем не менее господствующая роль именно тектонических движений в измеряемых перемещениях земной поверхности основывается на целом ряде выявленных в последние десятилетия фактов: 1) различия интенсивности современных движений в

тектонически активных (геосинклинали и активизированные зоны) и в малоподвижных или относительно стабильных (платформы) регионах; 2) часто выявляемое соответствие современных движений геоструктурным зонам и отдельным геологическим структурам, в том числе активные движения по многим разломам; 3) соответствие во многих регионах распределения современных движений положению и характеристикам геофизических полей; 4) наличие современных горизонтальных движений, объяснить которые иначе, как тектоническими причинами, невозможно; 5) во многих случаях тесная пространственная и временная связь современных движений и землетрясений.

Эти данные частью опубликованы (Мещеряков, 1965; Гзовский, Никонов, 1968, 1969; Донабедов, Сидоров, 1968), частью развиты в дальнейшем изложении. Поскольку измеряемые перемещения поверхности (современные движения) являются отражением глубинных тектонических, они могут быть использованы для физической характеристики последних.

С другой стороны, общее соответствие интенсивности современных движений крупным и длительно развивающимся тектоническим структурам разного порядка открывает возможность использовать современные движения при анализе общих закономерностей тектонического развития структур разного порядка за последний этап тектонической активизации Земли (30 млн. лет).

Установление связи современных поверхностных движений с глубинными процессами и выявление закономерностей новейшего тектонического развития земной коры вплоть до современности — два основных аспекта тектонофизической интерпретации современных движений.

### СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ РАЗНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Понятие о современных движениях земной коры может быть, с нашей точки зрения, расширено до понятия современной тектонической активности. Современная тектоническая активность крупных геоструктурных областей, таких, как платформы и орогенные области, в настоящее время может быть оценена по трем независимым группам данных. Ими являются: 1) измерение современных движений на поверхности; 2) измерение напряженного состояния горных пород в горных выработках на глубинах в сотни метров и километры; 3) определение энергии и повторяемости землетрясений в земной коре, т. е. на глубинах в километры и десятки километров.

Величины современных движений характеризуются двумя основными показателями — скоростью и градиентом скорости движений (Гзовский, 1957, 1963; Гзовский, Никонов, 1968, 1969). Величина градиента скорости вертикальных движений характеризует меру изменения скорости в горизонтальном направлении на поверхности Земли; она получается как частное от деления разности величин годовой скорости в двух пунктах на расстояние между ними и выражается в  $\text{мм/год} \cdot \text{мм} = 1/\text{год} = \text{год}^{-1}$ . В случае измерения градиента над локальными структурами и зонами разломов расчет ведется на условное расстояние в 1 км.

Количественные данные о современных вертикальных движениях на территории многих стран, обобщенные ранее (Мещеряков, 1963, 1968; Гзовский, Никонов, 1968, 1969; Магницкий, Калашникова, 1969), могут быть теперь дополнены материалами карты современных движений Восточной Европы (Карта современных вертикальных движений... 1971; Лилиенберг и др., 1972) и измерениями на полигонах в разных структурных областях СССР. Все эти материалы свидетельствуют о том, что сов-

ременные движения имеют различную интенсивность и особенно контрастность в пределах материковых платформ и орогенных областей. Повышенная современная тектоническая активность орогенных областей проявляется в повышенной скорости движений (первые мм/год — первые см/год и в еще большей степени — в резко дифференцированном характере движений (градиент скорости до  $10^{-7}$ — $10^{-5}$  год $^{-1}$ ). По сравнению с областями горообразования современные движения в пределах платформ имеют в среднем скорость, меньшую в 2—3 раза, и градиент меньший в 10—100 раз.

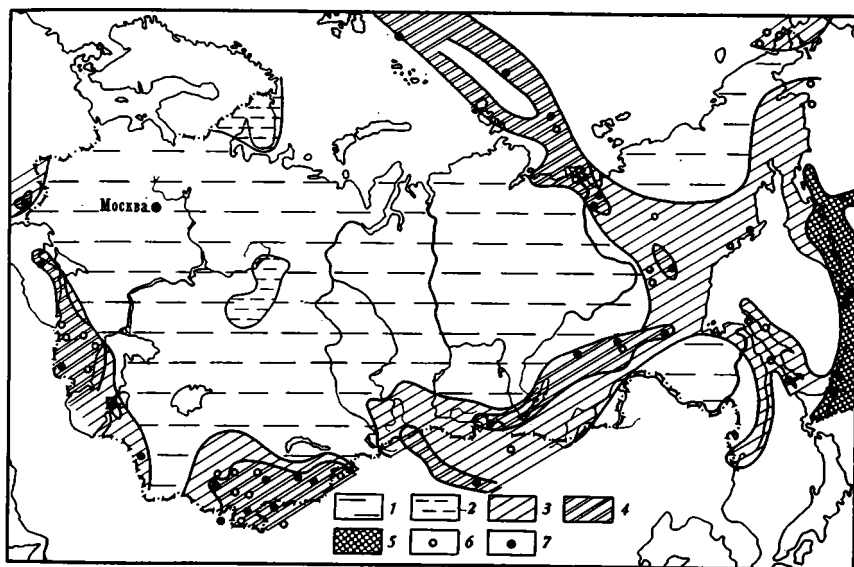


Рис. 1. Схема современного напряженного состояния земной коры на территории СССР по данным об энергии и средней повторяемости землетрясений за последние 100 лет. Составил М. В. Гзовский, 1971.

Области с разной величиной касательных напряжений:

1 — наименьшей (редчайшие землетрясения с энергией до  $10^{12}$  Дж); 2 — малой (землетрясения с энергией до  $10^{12}$  Дж и  $10^{13}$  Дж); 3 — средней (землетрясения с энергией до  $10^{14}$  Дж, повторяющиеся в среднем через 1000 лет на площади в  $1000 \text{ км}^2$ ); 4 — большой (землетрясения с энергией до  $10^{15}$ — $10^{18}$  Дж при повторении землетрясений в  $10^{14}$  Дж в среднем через 300 лет на площади  $1000 \text{ км}^2$ ); 5 — наибольшей (землетрясения с энергией до  $10^{18}$  Дж, повторяются в среднем через 300—1000 лет, а с энергией  $10^{14}$  Дж через 10—100 лет на площади в  $1000 \text{ км}^2$ ); 6 — эпицентры некоторых землетрясений с энергией  $10^{14}$  Дж; 7 — эпицентры некоторых землетрясений с энергией от  $10^{15}$  до  $10^{18}$  Дж

Внутри названных крупных тектонических областей имеются активные локальные структуры и зоны разломов, где величины скорости соответственно возрастают в несколько раз, а градиент скорости — на порядок или более.

Современная тектоническая активность может быть оценена также по данным об энергии и повторяемости землетрясений, которые для последних 50—100 лет являются достаточно представительными. По этим данным территория СССР достоверно разделяется на области четырех типов (рис. 1). Крайние типы (платформы и высокоподвижные области) различаются по наибольшей энергии землетрясений на 3 и более порядков, а по повторяемости землетрясений с энергией  $10^{12}$ — $10^{14}$  Дж на 2—3 порядка. Различие по величине наибольших касательных напряжений в земной коре (максимальной величине градиента скорости дви-



жений за последние 30 млн. лет) в областях крайних типов составляет 0,5—2 порядка (рис. 2).

Современная тектоническая активность может характеризоваться также числом и наименьшей глубиной возникновения горных ударов в шахтах. Специально выполненная И. М. Батугиной и С. А. Батугиным (1972) статистическая обработка данных о горных ударах в шахтах угольных месторождений СССР привела к выводу о существовании связи удароопасности и глубины появления горных ударов с выделенными на территории СССР М. В. Гзовским районами различной тектонической активности (максимальных касательных напряжений и градиента скорости новейших движений), а также с градиентом скорости современных движений (рис. 3). Ими отмечена аналогичная связь глубины появления горных ударов на месторождениях СССР с сейсмоактивностью. Относительное число месторождений, шахт и шахтопластов с гор-

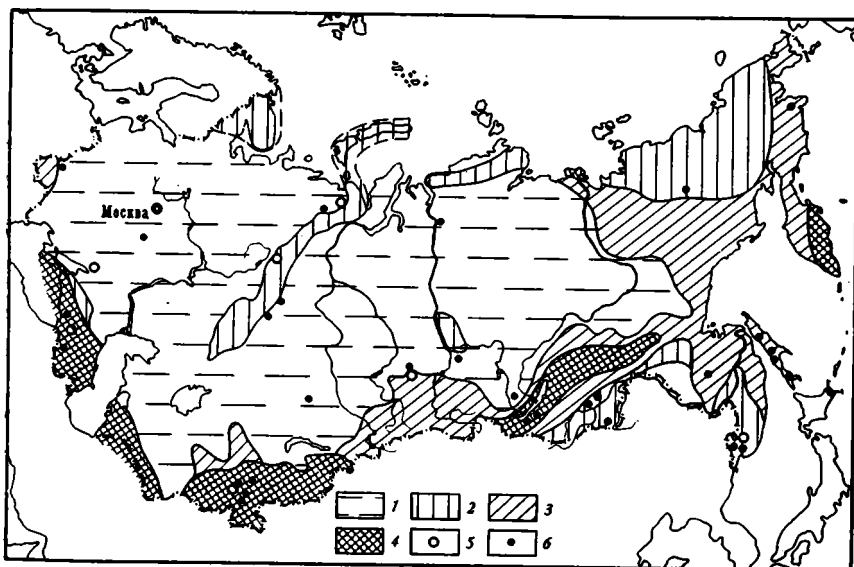


Рис. 2. Схема величины максимальных касательных напряжений в земной коре (максимальной величины градиента скорости движений) на территории СССР в целом за последние 30 млн. лет. Составил М. В. Гзовский, 1971.

Регистрируемое наибольшее значение средней скорости деформации верхней части земной коры для  $10^7$  лет; 1 — малое (до  $3 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ ), 2 — среднее (до  $1 \cdot 10^{-9}$  год $^{-1}$ ), 3 — большое (до  $3 \cdot 10^{-9}$  год $^{-1}$ ); 4 — наибольшее (до  $1 \cdot 10^{-8}$  год $^{-1}$ ).

Приблизительно вычисленная наибольшая величина касательных напряжений в среднем для всей толщины земной коры для отдельных десятков лет: 1 — малая (до  $100 \pm 50$  кг/см $^2$ ); 2 — средняя (до  $400 \pm 200$  кг/см $^2$ ); 3 — большая (до  $700 \pm 350$  кг/см $^2$ ); 4 — наибольшая (до  $1000 \pm 500$  кг/см $^2$ ). Данные о горных ударах в шахтах: 5 — месторождения с горными ударами, 6 — месторождения без горных ударов

ными ударами в высокоподвижных тектонических областях активного горообразования на 0,5—1,5 порядка больше, чем в относительно стабильных, платформенных областях. В высокоподвижных областях минимальная глубина возникновения горных ударов в шахтах на 0,5—1 порядок меньше соответствующей глубины в шахтах платформенных областей (соответственно 100—200 и 300—1000 м).

Все приведенные количественные показатели — результаты измерений современных тектонических движений на поверхности земли, сей-

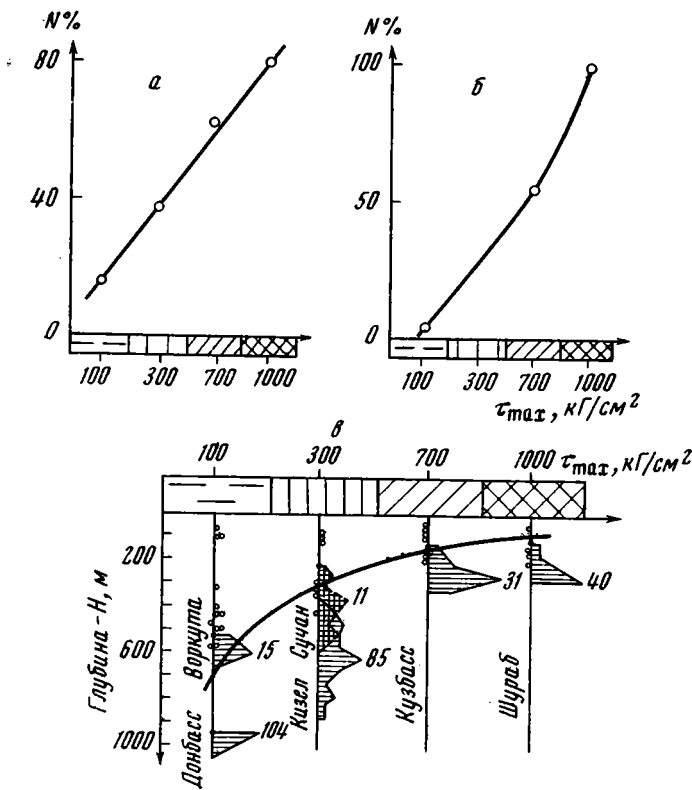


Рис. 3. Соотношение распределения горных ударов в угольных шахтах с областями различного напряженного состояния на территории СССР (по И. М. Батугиной и С. А. Батугину, 1972)

*a* — распределение относительного числа (N%) угольных месторождений с горными ударами, *б* — распределение относительного числа (N%) угольных шахт с горными ударами, *в* — распределение числа горных ударов по глубине, 15, 85, 31 и т. д. — максимальное число горных ударов на данном месторождении на определенной глубине. ○ — глубина разработки месторождений, где горные удары отсутствуют

смической активности, а также данные о горных ударах в шахтах — свидетельствуют о резких различиях современной тектонической активности платформ, с одной стороны, и геосинклиналей и активизированных областей — с другой.

### СООТНОШЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ С НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКОЙ

Сравнение областей различной современной тектонической активности с областями различной неотектонической (за последние 30 млн. лет) активности по величине градиента средней скорости движений показывает общее их совпадение в генерализованных границах главных структурных зон. И современные, и новейшие движения имеют различную интенсивность (скорость и градиент скорости) в пределах орогенных областей и материковых платформ. Наибольшие значения градиента скорости новейших движений (в среднем для 30 млн. лет) констатируются в областях горообразования, где они достигают  $10^{-7}$  год<sup>-1</sup>. В наименее деформируемых тектонически спокойных платформенных областях градиент скорости поднимается лишь до  $3 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>.

Различия в максимальных значениях скорости и градиента скорости новейших и современных движений объясняются не столько направленным изменением этих величин во времени, сколько математическим снижением средних значений при резко различных периодах осреднения (десятки лет и десятки млн. лет). Последнее обстоятельство имеет первостепенное значение при количественной оценке нестационарных во времени процессов (Гзовский, 1963). Таковыми являются тектонические движения, в том числе современные, как это принимает большинство исследователей (Белоусов, 1962; Николаев, 1962; Гзовский, 1963; Мещеряков, 1965) и будет показано далее.

Таким образом, фиксируемые инструментально современные движения земной коры могут рассматриваться в качестве составной части и непосредственного продолжения движений новейшего (неоген-четвертичного) этапа активизации тектонического развития Земли, выделенного по геологическим данным. Поэтому неотектоническое районирование по градиенту скорости движений в целом за последние 30 млн. лет (рис. 2) имеет значение для понимания общих закономерностей распределения современных напряжений в земной коре.

Вместе с тем тесная связь современных тектонических процессов с развитием земной коры в течение новейшего этапа активизации и их унаследованный характер не являются абсолютными и полными.

Например, движения областей четвертичного покровного оледенения в течение последних сотен тысяч лет определялись и в гораздо меньшей степени до настоящего времени определяются характером ледниковой нагрузки и разгрузки (гляциостатические движения), а не тенденциями тектонического развития крупных структур. Гляциостатические движения приводили к резким изменениям скорости движений, ее площадного распределения, а также к смене знака движений. По расчетам А. Ф. Грачева и П. М. Долуханова (1969), основанным на радиоуглеродных датировках морских послеледниковых отложений и береговых линий, суммарная скорость послеледникового гляциостатического воздымания Фенноскандии и Канады уменьшилась за последние 12 тыс. лет от десятков *мм/год* до 1 *мм/год* и десятых долей *мм/год*.

Но и в областях, не испытывавших ледниковой нагрузки, распределение современных движений не везде наследует распределение новейших движений. По данным Ю. А. Мещерякова (1963), в западной части Русской платформы прямое соответствие между структурными элементами (преимущественно новейшего времени) и направленностью современных движений отмечено на 70% площади. На карте современных движений Европейской части СССР (Современные вертикальные движения земной коры, 1958; Мещеряков, 1963) отчетливо выделяется система меридиональных полос с различным знаком и скоростью движений. Эти полосы идут поперек крупных широтных полос, имевших разную скорость движений в течение предыдущих сотен миллионов лет мезокайнозоя.

В азиатской части СССР южная и юго-восточная часть Туранской плиты является характерным примером инверсии и перестройки движений. В новейший этап территория характеризовалась стабильностью или слабым погружением. В позднечетвертичное и настоящее время она вовлекается в активные положительные движения. Это проявляется в повышенных значениях скорости (до 10—16 *мм/год*) и градиента скорости до ( $10^{-7}$ — $10^{-6}$  год<sup>-1</sup>) современных движений и повышенной сейсмичности — за последние 30 лет зафиксированы свыше 10 землетрясений от 5 до 8 баллов (Арсланбеков, Райзман, 1968; Никонов, 1971).

В областях современного горообразования (например, в Северном Тянь-Шане) также известны отдельные участки с обратным соотношением новейших и современных движений земной коры (Ранцман, Финько, 1963). Неравномерность и колебательный характер тектонических движений во времени для неотектонического этапа указаны рядом ис-

следователей как для платформ, так и для высокоподвижных районов Земли (Николаев, 1962; Мещеряков, 1965). Для одного из наиболее подвижных и активных районов — Афгано-Таджикской депрессии в Средней Азии — это явление было выявлено одним из авторов (Никонов, 1970).

Вопрос о неравномерности движений во времени относится и к собственным современным движениям, особенно в связи с установлением коррелятивной связи между напряжениями, современными движениями и сейсмическими проявлениями.

## НЕРАВНОМЕРНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ

В литературе о современных тектонических движениях установилось подразделение их на медленные (вековые) и быстрые (сейсмические) (Мещеряков, 1963). В дальнейшем Ю. А. Мещеряков (1968) на материале Японии, Аляски и других сейсмических и тектонически активных районов развил это подразделение, выделив фазу ускорения движений в период подготовки землетрясения. Последующие высокоточные часто повторяющиеся инструментальные измерения на полигонах в высокосейсмичных областях горообразования юга СССР полностью подтвердили неравномерный ход современных движений во времени. В пределах Гармского полигона, где повторное высокоточное нивелирование ведется с 1957 г. ежегодно, а с 1968 г. по несколько раз в год, на нескольких участках установлены колебания величины и изменение знака относительных движений в пределах первых миллиметров (Boulanger, Ревнев, Епман, 1970; Финько, Эпман, 1971). Замечено, что здесь поднятия определенных групп реперов на 1—2 мм предшествуют, а опускания сопровождаются и следуют за землетрясениями с  $K=9-14$ , происходящими на расстоянии 25—30 км от полигона. ( $K$  — класс землетрясений, соответствует сейсмической энергии очага в джоулях).

Явления неравномерности и перемены знака движений в периоды, близкие землетрясениям, отмечены также на полигонах в горах Армении, в северных предгорьях Копет-Дага и Северного Тянь-Шаня. Вблизи г. Ашхабада например, где в 1948 г. произошло разрушительное землетрясение, повторное нивелирование констатировало аномальное возрастание скорости движений от  $-10$  мм/год до  $+25$  мм/год в период 1943—1952 гг. по сравнению с предшествующим и последующим периодами (Мещерский, 1968; Мещеряков, 1968).

На Алма-Атинском полигоне в предгорьях Северного Тянь-Шаня зафиксированы резкие изменения относительной величины и знака движений от  $+58$  мм за 1967—69 гг. до  $-60$  мм за 1970 г. По времени они совпали с 8-балльным Сарыкамышским землетрясением в июне 1970 г. близ г. Пржевальска (Центральный Тянь-Шань) в 160 км от полигона (Атрушкевич и др., 1971).

Обобщение полученных в последние годы советскими исследователями материалов по Средней Азии показало, что в периоды времени, близкие к крупным землетрясениям, современные вертикальные движения превышают вековые фоновые на один — два порядка по скорости и на два — три порядка по градиенту скорости, достигая соответственно десятков — сотен мм/год и  $10^{-6}$ — $10^{-4}$  год<sup>-1</sup> (Никонов, 1971). Все эти данные однозначно свидетельствуют в пользу неравномерного во времени хода современных движений в высокоподвижных и сейсмичных областях горообразования.

Представления о смене знака современных движений, т. е. их колебательном характере, в пределах относительно стабильных платформ высказываются давно (Мещеряков, 1963, 1965; Гзовский, 1963; Магницкий, Калашникова, 1969; Артюшков, 1967, 1969). Они основываются на

последовательном уменьшении рассчитанных величин скорости движений, получаемых разными методами, при рассмотрении все более продолжительных периодов. Иными словами, уменьшение получаемых величин скорости при увеличении времени осреднения объясняется сглаживанием при расчете фактически существующих колебаний разного порядка.

Материалы непосредственных измерений последних лет подтверждают явление неравномерности современных движений на ряде участков в пределах платформ (Горелов, Матцова, 1965; Желнин, Валнер, 1968; Индриксон, Ковалевский, 1968). Явления неравномерности движений («пульсаций») вытекают также из повышенных на 0,5—1 порядка значений скорости современных движений по сравнению с молодыми, т. е. средними за несколько тысяч лет (Былинская, 1968; Гзовский, Никонор, 1968, 1969). В отдельных местах, где палеозойский или докембрийский фундамент выходит на поверхность по результатам трех нивелированных выявляются разнонаправленные в разные периоды движения в узких зонах, по всей вероятности, по разломам, с различием в скорости 0,5—1,5 мм/год. Такие явления отмечены в пределах Донбасса (Филькин, 1968) и на востоке Балтийского щита.

В целом современный уровень знаний позволяет констатировать, что как в высокоподвижных областях, так и на платформах при общем преобладающем направленном и унаследованном характере движений имеет место, во всяком случае в отдельных участках и в отдельные периоды, прерывистость и знакопеременность движений. Это проявляется, в частности, в уменьшении величин скорости и градиента скорости по мере увеличения времени осреднения. Этому явлению можно предложить два объяснения, каждое из которых относится в разной мере к тектонически различным областям. Во-первых, скорость и градиент скорости направленно изменяются в течение геологического времени. Во-вторых, изменения величины скорости и градиента скорости отражают неравномерность и знакопеременность движений во времени.

Одной из причин неравномерности и даже знакопеременности современных движений во времени может служить взаимодействие (и противодействие) сил тектонических и изостатических. Известно, что как во многих тектонически активных районах, так и на платформах движения коры направлены в сторону удаления от ее изостатически равновесного состояния. При ослаблении действия таких антиизостатических движений кора, стремясь к изостатическому уравниванию, начинает двигаться в обратном направлении (Гзовский, 1963; Артемьев, 1964; Артюшков, 1967).

#### **ГРАДИЕНТ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ — ПОКАЗАТЕЛЬ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ НА ГЛУБИНЕ**

Обобщение результатов тектонофизического изучения многих районов СССР показывает, что на протяжении последних 600 млн. лет, т. е. с докембрия, развивались деформации коры, соответствующие многим механизмам (Гзовский, 1960). Особенно широко проявлялись механизмы поперечного изгиба коры под действием вертикальных сил и продольного сжатия коры горизонтальными силами, а также горизонтальных сдвигов при горизонтальном поперечно зональном сжатии или растяжении. Обработанные сейсмологами данные о землетрясениях за последние 50 лет показали, что эти же механизмы являются наиболее распространенными и в настоящее время (Введенская, 1969).

При различных разновидностях механизмов поперечного изгиба и продольного сжатия практически сплошной земной коры, слабо нарушенной разрывами, среднюю скорость пластической деформации сдвига

на глубине  $d\gamma_{III}/dt$  в ряде случаев можно сопоставлять с величиной градиента скорости  $V$  движений поверхности:

$$\frac{d\gamma_{III}}{dt} \approx \Phi |\text{grad } V|_m. \quad (1)$$

На моделях установлено, что в зонах, где превалируют деформации сдвига, градиент скорости вертикальных движений на поверхности можно считать пропорциональным осредненной скорости сдвига на глубине.

При поперечном изгибе коры вертикальными силами на поверхности наблюдаются полосы высоких значений градиента скорости движений, которые соответствуют уходящим на глубину почти вертикальным зонам с наибольшей скоростью деформации и высокими касательными напряжениями (рис. 4, а).

При продольном сжатии коры горизонтальными силами от полос с наибольшими значениями градиента скорости движений поверхности на глубину уходят наклонные зоны с повышенной скоростью пластического деформирования и особенно большими касательными напряжениями (рис. 4, б).

В местах проявления горизонтальных движений деформация коры пропорциональна не скорости движений, а изменению скорости в пространстве — производной скорости по направлению.

В зонах действия высоких касательных напряжений в земной коре происходит наибольшее развитие разрывов, сопровождающееся возникновением землетрясений. В лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР на различных моделях из пластичных непрозрачных материалов и упругих оптически активных материалов выявлен ряд

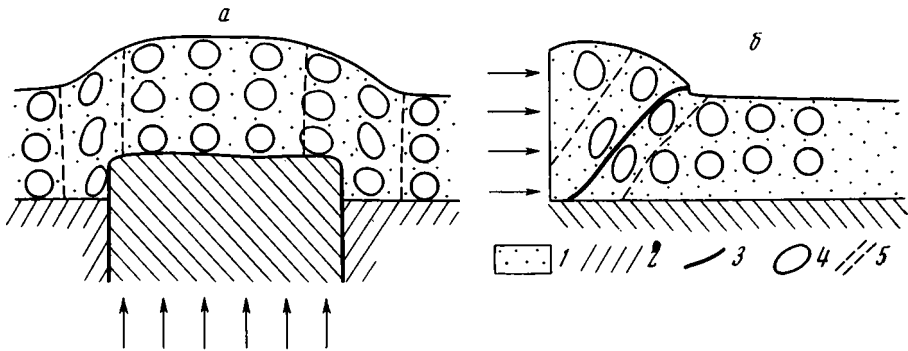


Рис. 4. Взаимотношение зон максимальных деформаций на глубине с участками максимальных градиентов скорости движений на поверхности по результатам моделирования (по М. В. Гзовскому, А. В. Михайловой): а — поперечный изгиб, б — продольное сжатие. 1 — деформируемая толща, 2 — блоки основания, 3 — разрывы, 4 — эллипсы деформаций, 5 — границы зон максимальных деформаций и градиентов скорости на поверхности

закономерностей сильного изменения напряжений по мере развития деформаций и разрывов (М. В. Гзовский, Д. Н. Осокина, А. А. Ломакин, В. В. Кудряшова). Около образовавшегося разрыва в определенных участках напряжения и скорость пластической деформации уменьшаются, а в других — увеличиваются. В таких условиях на поверхности в зоне разрыва фиксируется большое изменение скорости движений, которое на глубине не сопровождается высокими напряжениями.

Таким образом, соотношения между градиентом скорости движений поверхности и деформациями и напряжениями на глубине существенно зависят от степени развития разрывов.

При замедлении движений, их прекращении или ином распределении в пространстве происходит залечивание разрывов минеральным веществ-

вом. После этого земная кора вновь ведет себя как сплошная среда, а возникшие в прошлом разрывы, сохраняя структурное значение, перестают быть разрывами в физическом смысле, т. е. нарушениями сплошности среды.

**Связь сейсмичности с градиентом скорости движений.** Скорость деформации земной коры мы предлагаем использовать в качестве одного из критериев сейсмической опасности. Среднюю величину градиента скорости тектонических движений удобно использовать в качестве непосредственно измеряемой величины, близкой к скорости деформации. Максимальная величина градиента скорости (среднего для определенного времени и расстояния в 1 км) может быть привлечена для оценки сейсмической опасности лишь при учете длительности времени осреднения. С его увеличением опасные значения градиента скорости уменьшаются (Гзовский, Никонов, 1969, рис. 2).

Это отражается предложенным нами ранее условием сейсмической опасности (Гзовский, Никонов, 1968, 1969), уточненным по данным на 1970 г.: землетрясения с энергией  $10^{14}$  Дж и более (интенсивность 8 баллов) с повторяемостью один раз в 1000 лет и чаще возникают в районах где:

$$\lg |\text{grad } V|_{\max} > -4,5 - \frac{2}{3} \lg t. \quad (2)$$

Среди районов с промежуточными значениями градиента

$$-4,5 - \frac{2}{3} \lg t > \lg |\text{grad } V|_{\max} > -6 - \frac{2}{3} \lg t \quad (3)$$

есть как сейсмически опасные, так и безопасные. Районы с достаточно малой величиной градиента

$$\lg |\text{grad } V|_{\max} < -6 - \frac{2}{3} \lg t \quad (4)$$

не обладают опасной сейсмичностью. В этих условиях  $t$  обозначает продолжительность времени осреднения данных о скорости и ее градиенте (годы).

Очень важно, что такого рода связи сейсмичности с тектоническими движениями отражают лишь самые общие статистические закономерности и не могут быть достаточными при инженерных оценках сейсмической опасности. Дело в том, что связь сейсмичности с градиентом скорости является корреляционной, а не функциональной, и поэтому обсуждаемые соотношения неоднозначны. Поэтому знания одного градиента скорости как такового никак не может быть достаточно для оценки сейсмической опасности.

Во-первых, в зависимости от механизма деформирования коры и степени развития разрывов соотношения между градиентом скорости движений на поверхности и деформациями и напряжениями на глубине бывают различными. Во-вторых, энергия землетрясений ( $U_s$ ) зависит не только от скорости пластической деформации, о которой мы с рядом оговорок судим по градиенту скорости движений, но и от величины деформируемой области (ее длины  $l$ ). В-третьих, большое значение имеют структура и механические свойства деформируемой области, определяемые всей ее предшествующей геологической историей. В-четвертых, сильно влияют специфические особенности, свойственные каждому механизму. Если влияние механизма и геологической истории отражать величиной коэффициента  $\Omega$ , то получается простейшая форма предложенного М. В. Гзовским (1957, 1963) уравнения, отражающего соотношения между энергией землетрясений ( $U_s$ ) и градиентом скорости  $V$  тектонических движений:

$$U_s \approx \Omega l^3 |\text{grad } V|^2. \quad (5)$$

Эта математическая запись наглядно показывает, что о сейсмической опасности нельзя судить по одним только движениям поверхности. Уравнение (2) делает понятным, почему на диаграммах существуют такие диапазоны значений градиента скорости движений, при которых в одних

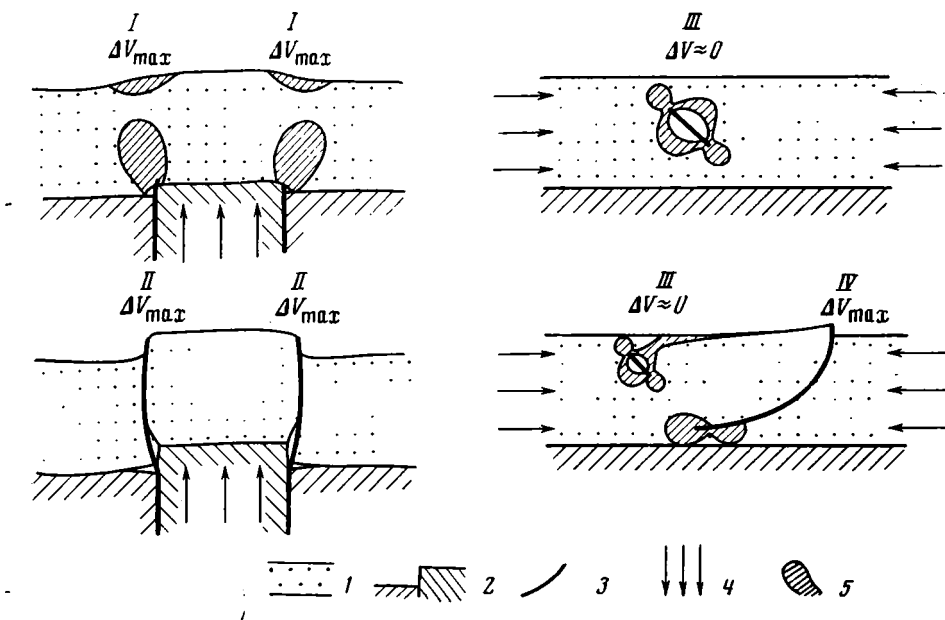


Рис. 5. Примеры возможных механизмов осуществления разных соотношений между приращениями скорости движений поверхности  $\Delta V$  и повышением касательных напряжений на глубине. Обобщение результатов моделирования и полевых данных.

I — плейстосейсмические движения — очаги землетрясений, возникающих в повышенно напряженных областях, расположены под местами с наибольшим приращением скорости; II — гипосейсмические движения — под областями с наибольшим приращением скорости нет концентрации напряжений, достаточных для сильных землетрясений; III — криптосейсмические движения — над повышенно напряженной областью и очагами землетрясений нет соответствующего приращения скорости движений; IV — телесейсмические движения — места наибольшего приращения скорости расположены в стороне от корреляционно связанных с ними повышенно напряженных областей возникновения землетрясений.

1 — деформируемая толща, 2 — блоки основания, 3 — разрывы, 4 — внешние активные силы, 5 — области действия повышенных касательных напряжений

районах сейсмическая опасность высока, а в других низка. Это различие вызывается влиянием на сейсмичность других факторов (кроме градиента скорости движений).

#### ЧЕТЫРЕ ТИПА ДВИЖЕНИЙ ПО ОТНОШЕНИЮ К СЕЙСМИЧНОСТИ

Если при рассмотрении крупных геоструктурных областей между величиной градиента скорости современных движений и уровнем сейсмичности устанавливается соответствие, то при переходе к отдельным, более мелким структурам связь между современными движениями и сейсмичностью оказывается неоднозначной. Рассмотрение большого числа землетрясений позволяет наметить четыре различных типа движений (рис. 5).

I тип — плейстосейсмические движения. Участки поверхности с наибольшим градиентом скорости современных движений соответствуют областям действия повышенных касательных напряжений и высокой сейсмичности на глубине. Этот тип движений очень широко распространен. Известными примерами могут служить Ашхабадский участок главного Копет-Дагского надвига, участки ряда землетрясений Японии, в целом



разлом Сан-Андреас в Северной Америке. Широкое распространение движений этого типа привело к тому, что при сейсмическом районировании обычно все движения принимаются за плейстосейсмические.

II тип — гипосейсмические движения. Это те случаи, когда наибольшие градиенты скорости движений поверхности находятся там, где на глубине отсутствуют области высоких касательных напряжений и сильные землетрясения. Такие соотношения имеют место, например, в зоне Сурхобского (Гиссаро-Кокшаальского) разлома в Таджикистане вблизи пос. Гарм, на главном Криворожском сдвиге, вероятно в вулканических районах.

III тип — криптосейсмические движения. При наличии участков с повышенными касательными напряжениями и более сильной чем в окружающих областях сейсмичностью на поверхности движения с повышенными значениями градиента скорости отсутствуют. Такие соотношения можно предполагать в Кара-Кумах, в районе Краснодарского землетрясения, в Большой Венгерской низменности. Особенно часто такие соотношения могут быть отмечены в зонах глубокофокусных землетрясений.

IV тип — телесейсмические движения. Резкое увеличение градиента скорости движений поверхности в определенном участке сопровождается во времени усиление касательных напряжений на глубине и возникновение сильных землетрясений на значительном расстоянии от данного участка — в нескольких десятках или даже сотнях километров от него, в другой тектонической зоне. Такие соотношения отмечались при детальном изучении Гармского геофизического полигона (Boulanger, Ревнев, Епман, 1970), где увеличение градиента скорости современных движений в Сурхобской зоне сопровождалось относительно сильными землетрясениями в Петровской зоне на расстоянии 20—30 км. В еще большем удалении (около 160 км) изменение градиента скорости движений зафиксировано на Алма-Атинском полигоне в Северном Тянь-Шане в связи с 8-балльным землетрясением близ г. Пржевальск в Центральном Тянь-Шане (Атрушкевич и др., 1971).

Изучение напряжений на оптически активных моделях и теоретические расчеты показали, что могут существовать многочисленные конкретные физические объяснения причин осуществления перечисленных четырех соотношений между движениями поверхности и концентрацией напряжений на глубине. Плейстосейсмические движения выявлены нами на краях достаточно широких антиклинальных поднятий поперечного изгиба, если они еще не рассечены крупными разрывами. После возникновения крупных разрывов значительные пространственные изменения скорости на краях таких поднятий связаны со смещениями по разрывам, при которых, как выяснила А. В. Михайлова, не происходит значительной концентрации напряжений, т. е. движения должны быть гипосейсмическими. На горизонтально сжимаемых моделях, содержащих системы различно наклоненных разрывов, можно зафиксировать первые примеры условий, приводящих в одних случаях к криптосейсмическим, а в других к телесейсмическим движениям (рис. 5).

При использовании представлений о плейсто-, гипо-, крипто- и телесейсмических движениях важно четко определять время, к которому относятся эти движения. Заранее следует допускать, например, что зоны плейстосейсмических движений для четвертичного периода в целом могут обладать гипосейсмическими современными движениями. Зоны криптосейсмические для четвертичного периода в целом после детального изучения современных движений, может быть, окажутся плейстосейсмическими и т. д. Отнесение каждой зоны к одному из указанных типов всегда следует связывать с определенным промежуток времени.

Выявление диагностических признаков движений четырех перечисленных типов представляет одну из важных задач дальнейшего изучения современных движений.

Тектонофизическая интерпретация должна способствовать использованию данных о современных движениях поверхности для суждения о величине деформаций и напряжений в глубине земной коры, оценки энергии современных тектонических процессов, уточнения сейсмической опасности отдельных районов и прогноза места и времени землетрясений.

#### Литература

- Арсланбеков Ш. У., Райзман А. П. Некоторые данные о современных тектонических движениях краевых частей Кызылкумской платформы.— *Узбекский геол. ж., АН УзССР, 1968, № 4.*
- Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями. Изостазия.— *Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 12, «Наука», М., 1964.*
- Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры.— *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 1.*
- Артюшков Е. В. О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях.— В кн.: *Проблемы современных движений земной коры. III Междунар. симпозиум. Изд-во АН СССР, М., 1969, стр. 517—523.*
- Арушкевич П. А., Антоненко Э. М., Остропики П. А. Деформация земной коры на Алма-Атинском полигоне в связи с Саркамышским землетрясением.— В сб.: *Земная кора Казахстана, № 2, Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 136—139.*
- Батугина И. М. О соотношении горных ударов и тектонических движений земной коры.— В кн.: *Проблемы механики горных пород. «Наука», Новосибирск, 1970.*
- Батугина И. М., Батугин С. А. Относительная региональная оценка напряженного состояния горных пород по статистическим данным о горных ударах.— В кн.: *Современные проблемы механики горных пород. «Наука», Л., 1972.*
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Былинская Л. Н. Оценка скоростей современных движений земной коры по геолого-геоморфологическим признакам методами математической статистики.— *Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 5.*
- Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. «Наука», 1969, 136.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности.— *Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 2, 3.*
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии.— *Докл. сов. геол. XXI сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 18. Сб.: Структура земной коры и деформации горных пород. Изд-во АН СССР, 1960, стр. 17—31.*
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях.— Сб.: *Современные движения земной коры, № 1, Изд-во АН СССР, 1963, стр. 37—63.*
- Гзовский М. В., Никонов А. А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью.— *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 10.*
- Гзовский М. В., Никонов А. А. Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью.— В кн.: *Проблемы современных движений земной коры. III Междунар. симпозиум. Изд-во АН СССР, 1969, стр. 405—412.*
- Горелов С. К., Матцкова В. А. О соотношении современных и новейших вертикальных движений земной коры на юго-востоке Русской равнины.— В сб.: *Современные движения земной коры, № 2, Изд-во АН ЭстССР, г. Тарту, 1965, стр. 131—142.*
- Грачев А. Ф., Долуханов П. М. Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии.— В кн.: *Проблемы современных движений земной коры. III Междунар. симпозиум. Изд-во АН СССР, М., 1969, стр. 173—187.*
- Донабедов А. Т., Сидоров В. А. Соотношения между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы.— В сб.: *Современные движения земной коры, № 3, Изд. АН СССР, М., 1968, стр. 63—85.*
- Желнин Г. А., Валлнер Л. А. Результаты трехкратного нивелирования некоторых трасс высотной сети ЭССР.— В сб.: *Современные движения земной коры, № 3, Изд. АН СССР, М., 1968, стр. 190—199.*
- Индриксон Э. К., Ковалевский М. И. О результатах изучения современных движений земной коры на территории Латвийской ССР.— В сб.: *Современные движения земной коры, № 4, Изд-во АН СССР, М., 1968, стр. 48—56.*
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Главное управление геодезии и картографии, 1971.
- Лилиенберг Д. А., Сетунская Л. Е., Благоволин Н. С., Горелов С. К., Никонов А. А., Розанов Л. Л., Серебрянный Л. Р., Филькин В. А. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР.— *Геоморфология, 1972, № 1.*

- Магницкий В. А., Калашникова И. В. О возможных причинах современных вертикальных движений земной коры.—Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1969, № 5.
- Мещерский И. Н. Многократные повторные нивелирования по трассе Краснодарск—Чарджоу.—В сб.: Современные движения земной коры, Изд-во АН СССР, М., 1968, стр. 167—176.
- Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований.—В сб.: Современные движения земной коры, № 1. Изд-во АН СССР, М., 1963, стр. 7—24.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. «Наука», М., 1965, стр. 390.
- Мещеряков Ю. А. Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений.—В сб.: Современные движения земной коры, № 3, Изд-во АН СССР, М., 1968, стр. 44—62.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, стр. 392, 1962.
- Никонов А. А. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии.—Геотектоника, 1970, № 1.
- Никонов А. А. О современных вертикальных движениях земной коры в сейсмо-активных районах Средней Азии.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 6.
- Ранцман Е. Я., Финько Е. А. Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Арысь—Алма-Ата.—В сб.: Современные движения земной коры, № 1, Изд-во АН СССР, М., 1963, стр. 354—358.
- Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Под общ. ред. И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова. Тр. Центр. н.-и. ин-та геодезии, аэросъемки и картограф., в. 123, М., 1958, стр. 298.
- Филкин В. А. Опыт составления карты современных движений земной коры на территории Донбасса.—В сб.: Современные движения земной коры, № 3, Изд-во АН СССР, М., 1968, стр. 216—229.
- Финько Е. А., Энман В. Б. Современные движения земной поверхности в зоне Сурхобского разлома.—Геотектоника, 1971, № 5.
- Boulanger Ju. D., Pevnev A. K., Enman V. B. On variations of recent crustal movements on Garm and Nimichi polygons.—Tectonophysics, 1970, v. 9, No. 2/3.

Институт физики Земли  
АН СССР

Статья поступила  
25 августа 1971 г.

УДК 551.24:552.321.6

А. А. ФРОЛОВ

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ  
УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ**

Показано, что массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов приурочены к рифтовым зонам растяжения устойчивых областей земной коры и сосредоточены преимущественно в участках их стыка, пересечения и расщепления. Рассматриваются поисковые критерии и перспективные районы для открытия новых массивов ультраосновных-щелочных пород и связанных с ними комплексных месторождений полезных ископаемых на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, широко развитая на платформах и в обрамляющих их областях завершённой складчатости, представлена сложными магматическими и гидротермальными образованиями, обнаруживающими четкую связь с глубинными разломами. Они выражены то типичными вулканами, то гипабиссальными интрузивами, иногда промежуточными между ними субвулканическими формами.

В геологической истории развития Земли первые признаки появления пород щелочно-ультраосновной формации распознаются в позднем протерозое. Только после образования платформ возникла возможность заложения в их пределах глубоких разломов, способных дать выход магме из верхней мантии в приповерхностные и поверхностные горизонты земной коры. В последующие эпохи масштабы магматизма этого типа нарастали: в палеозое вдоль краевых швов платформ, по их периферии и в обрамляющих областях завершённой складчатости; в мезозое и кайнозое, когда он достиг своего максимума, — в зонах сквозьструктурных разломов.

Дифференциация магмы приводит к формированию разнообразного комплекса ультраосновных-щелочных пород, для которого характерны длительность, многофазность становления и полифациальность строения при последовательном появлении ультрабазитов, якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитов, нефелиновых и щелочных сиенитов и связанных с ними эффузий, жерловых и постмагматических образований. Все это существенно отличает массивы рассматриваемого типа от кимберлитовых труб, образовавшихся в условиях быстро поднимающейся ультраосновной магмы, и вместе с тем свидетельствует о сложности механизма формирования массивов и о несомненном участии в этом процессе промежуточных интрузивных камер. Только этим можно объяснить появление щелочных дериватов в поздние этапы развития массивов, поступление их в апикальные части путем интродуирования и замещения ультрабазитов предшествующих магматических фаз.

В настоящее время массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов известны на всех континентах земного шара, за исключением Антарктиды и Австралии. Общее их число превышает 200, и они группируются в 25 провинциях: Прирейнской, Скандинавской, Карело-Кольской, Тиманской, Меймеча-Котуйской, Приенисейской, Чадобецкой, Восточно-Саянской, Алданской, Сетте-Дабанской, Куонамской, Кокчетав-

ской, Сихотэ-Алиньской, Индийской, Восточно-Африканской, Западно-Африканской, Северо-Африканской, Невадийской, Колорадской, Арканзасской, Восточно-Канадской, Западно-Канадской, Гренландской, Восточно-Бразильской, Западно-Бразильской (рис. 1).

Ю. М. Шейнманн (1962) выделил три типа провинций ультраосновных-щелочных пород в соответствии с их пространственной позицией: 1) провинции краевых частей платформ, 2) провинции зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей, 3) провинции в

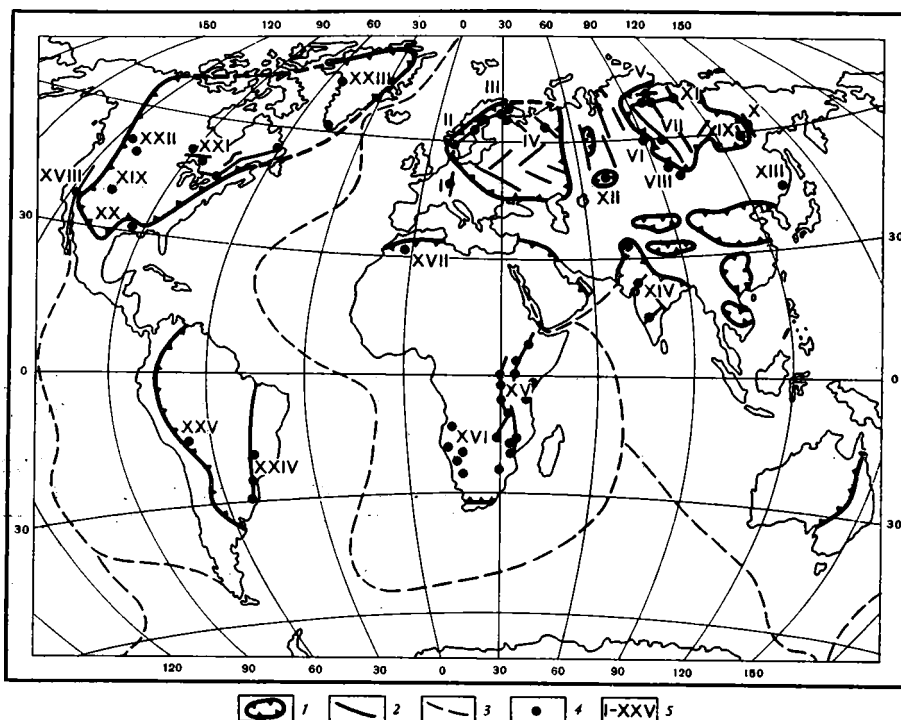


Рис. 1. Схема размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов: 1 — древние платформы, 2 — континентальные зоны растяжения (рифты), 3 — океаническая рифтовая система, 4 — массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, 5 — провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов:

I — Прирейнская, II — Скандинавская, III — Карело-Кольская, IV — Тиманская, V — Меймеча-Котуйская, VI — Приенисейская, VII — Чадобецкая, VIII — Восточно-Саянская, IX — Алданская, X — Сетте-Дабанская, XI — Куонамская, XII — Кокчетавская, XIII — Сихотэ-Алиньская, XIV — Индийская, XV — Восточно-Африканская, XVI — Западно-Африканская, XVII — Северо-Африканская, XVIII — Невадийская, XIX — Колорадская, XX — Арканзасская, XXI — Восточно-Канадская, XXII — Западно-Канадская, XXIII — Гренландская, XXIV — Восточно-Бразильская, XXV — Западно-Бразильская

сквозьструктурных разломах. А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн (1968) дополнительно выделили группу провинций, приуроченных к срединным массивам (Кокчетавская). Эта региональная закономерность дает общее представление о пространственной позиции провинций ультраосновных-щелочных пород относительно главнейших структур земной коры. Однако, как известно, провинции рассматриваемого типа не трассируются по всей длине сквозьструктурных и перикратонных разломов, не развиты они сплошным кольцом и по периферии платформ, и по их складчатому обрамлению. Оказывается, что они приурочены лишь к участкам максимального растяжения, возникающего на определенном этапе развития региона и обеспечивающего вскрытие глубинных мантийных очагов магмы. Поэтому правильнее говорить не просто о сквозьструктурных

разломах, а о разломах рифтового типа, не просто о краевых швах платформ, их краях и областях обрамления, а о тех участках, где они осложнялись грабенами. Эта закономерность не требует особых пояснений в случае сравнительно молодых — кайнозойских и мезозойских провинций. Хорошо, например, известны Рейнская и Восточно-Африканская рифтовые зоны с их многочисленными проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма. Аналогичный магматизм Индии, Гренландии и Канады также связан с рифтогенезом. Мезозойские массивы Восточно-Бразильской провинции группируются вдоль субмеридионального линеамента Сан-Франциску, по-видимому, имеющего рифтовую природу. Сложнее расшифровка структурной позиции более древних щелочно-ультраосновных массивов. Но и здесь также выявляются области растяжения, в пределах которых и локализованы известные массивы. Так, палеозойские провинции Восточного Саяна и Сетте-Дабана, обрамляющих Сибирскую платформу, приурочены к грабенам или близким к ним по генезису структурам типа авлакогенов. К такого типа структурам относится также Тиманская провинция. Невадийская провинция Северной Америки располагается в зоне Кордильерского рифтообразного пояса. Палеозойские щелочно-ультраосновные массивы Карело-Кольской части СССР, Финляндии, Швеции и Норвегии, как показал А. А. Кухаренко (1967), приурочены к крупному сквозьеструктурному разлому, который к югу через Рейнский грабен сочленяется со Средиземноморским межматериковым рифтовым поясом. Любопытно отметить, что в пределах мирового океанического рифтового пояса провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов неизвестны. Напротив, они широко развиты в континентальных рифтах, т. е. в зонах разломов максимальной вертикальной протяженности, что отмечалось Л. С. Бородиным (1971). Это создает условия для длительной эволюции родоначальной магмы и образования комплексных массивов.

По форме преимущественного проявления магматизма провинции ультраосновных-щелочных пород можно разделить на вулканический (Восточно- и Западно-Африканские провинции, Рейнская, Енисейская, Индийская, Бразильская, Меймеча-Котуйская) и плутонический (Сетте-Дабанская, Алданская, Тиманская, Восточно-Саянская) типы. В связи с полной эрозией верхних частей массивов и верхнего структурного этажа вмещающих пород не представляется возможным определить тип провинций Канадского и Балтийского щитов.

Массивы, приуроченные к краевым швам платформ, авлакогенам и сквозьеструктурным разломам, группируются в провинции линейного типа, которые можно рассматривать как пояса. Массивы периферии платформ более рассредоточены, и области их развития имеют ареальный характер.

Распределение массивов в пределах отдельных провинций, так же как и самих провинций в региональном плане, не является хаотичным, а подчинено влиянию более локальных факторов. При детальном рассмотрении позиции отдельных массивов выявляется их приуроченность к наиболее проницаемым участкам: к местам разветвления, сочленения и пересечения рифтоподобных структур (рис. 2). Развитие этих структур происходило в тесной связи с внутренним строением фундамента платформ — пространственном унаследовании положения и ориентировки древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов раннего заложения.

Таким образом, ранее установленная Ю. М. Шейнманном глобальная закономерность пространственного развития щелочно-ультраосновного магматизма вместе с указанными генетическими признаками позволяет глубже понять условия его проявления и направить поиски новых провинций и отдельных массивов на определенные площади. Эти положения вместе с комплексом региональных поисковых критериев, касаю-

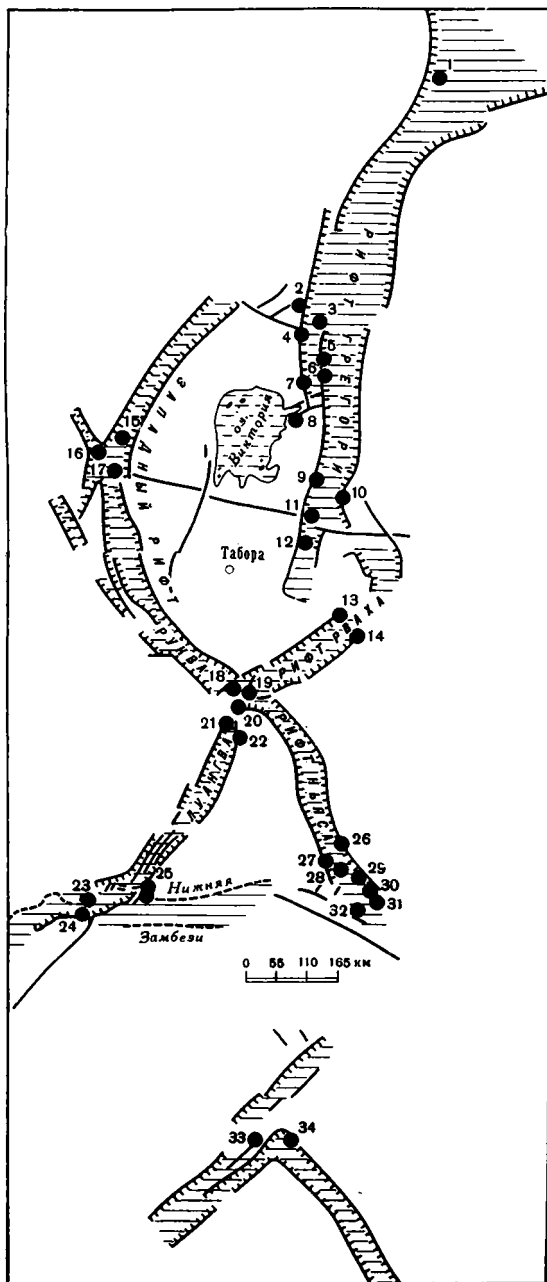


Рис. 2. Схема структурной позиции массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатов в Восточно-Африканской рифтовой зоне.

Массивы: 1 — Бишофту, 2 — Тороро, 3 — Морото, 4 — Напак, 5 — Кадам, 6 — Секулуло, 7 — Сукулу, 8 — Рури, 9 — Мосоник, 10 — Бурко, 11 — Эссимингор, 12 — Хананг и Балангида, 13 — Вигу, 14 — Лихомберо, 15 — Бингу, 16 — Луеш, 17 — Кавези, 18 — Рангве, 19 — Мбея, 20 — Иломба, 21 — Нкумба, 22 — Мивула, 23 — Мквизи, 24 — Кешия, 25 — Руфунза, 26 — Маломбе, 27 — Канганкунде, 28 — Каломбо, 29 — Чилва, 30 — Тундулу, 31 — Сонгве, 32 — Намангали, 33 — Шава, Дорова, 34 — Чизанья

щихся пространственного соотношения в развитии полей траппов, кимберлитовых трубок, трубок пикритовых порфиритов и массивов ультраосновных-щелочных пород и должны быть положены в основу прогнозирования.

В частности, установлено:

- 1) щелочно-ультраосновные массивы тяготеют к краям платформ, кимберлитовые трубки — в основном к их внутренним частям; 2) трубки и дайки пикритовых порфиритов-альениитов располагаются не только в пределах щелочно-ультраосновных массивов, но часто являются их спутниками, образуя крупные поля и зоны, трансирующие провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатов; 3) поля распространения кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород нередко сближены или даже пространственно совмещены, однако в отличие от карбонатитсодержащих щелочно-ультраосновных массивов трубки кимберлитов, тяготея к рифтам, не располагаются в них непосредственно; 4) траппы и комплексы ультраосновных-щелочных пород тесно связаны во времени и пространстве, хотя, как правило, последние не встречаются внутри больших полей базальтов (Шейнманн, 1961).

В пределах СССР, на Восточно-Европейской платформе, перспективные площади прилегают к Уралу, Кавказу, Крыму и Карпатам (Шейнманн, 1962). К числу благоприятных районов относятся Тиман и Большой Донбасс. Не исчерпаны возможности открытия массивов на закрытых площадях Карело-Кольской провинции и особенно на ее юго-восточном продолжении в районе Онежского полуострова, а также на территории Фин-

ляндии в пределах выделенной А. А. Кухаренко Северо-Восточной тектонической зоны. На Восточно-Европейской платформе нет больших перспектив на выявление карбонатитовых массивов в обнаженной части кристаллического фундамента. Наиболее перспективная периферическая часть ее перекрыта осадками краевых прогибов или находится в акваториях Белого, Черного, Азовского и Каспийского морей. Поэтому обнаружить массивы рассматриваемого типа и связанные с ними месторождения можно только при условии применения буровых работ, в первую очередь в районах, характеризующихся относительно небольшой мощностью осадочного чехла.

В последние годы на Сибирской платформе открыто более 25 массивов, которые, располагаясь по ее краю или в складчатом окружении, образуют замкнутый кольцевой пояс, в полосе которого и следует ожидать открытия новых массивов и месторождений. Особенно обнадеживающим в этом отношении являются север и северо-восток платформы — восточный и юго-восточный склоны Анабарского поднятия и Оленекское поднятие, а также Таймыр. Существует вероятность открытия новых массивов, в том числе и скрытых, в уже известных провинциях, расположенных в зоне упомянутого перспективного кольца. При этом важно учитывать, что в пределах Восточного Саяна массивы образовались на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного простирания, а в Меймеча-Котуйской и Алданской провинциях — на пересечении меридиональных и субширотных разломов. В подобного типа узлах могут находиться скрытые массивы, признаками которых являются: сгущение даек сиенитов, пикритовых порфиритов, жил кварц-карбонат-барит-флюоритового состава с ториево-редкоземельной минерализацией, ореолы фенитизации вмещающих пород и магнитные поля, не объяснимые выходящими на дневную поверхность интрузивными телами.

На основании изложенного выше материала можно сделать следующие выводы.

1. Пространственное размещение провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов определяется их приуроченностью к рифтоподобным зонам растяжения устойчивых областей земной коры, унаследовавшим положение древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов.

2. Основная часть массивов этих пород располагается в участках стыка разнонаправленных разломов, их расщепления и пересечения поперечными разломами.

3. Особенности структурной позиции массивов вместе с комплексом поисковых критериев, касающихся пространственного развития кимберлитов, пикритовых порфиритов и карбонатитосодержащих щелочно-ультраосновных комплексов, должны быть положены в основу прогнозирования связанных с ними комплексных месторождений полезных ископаемых.

#### Литература

- Бородин Л. С. Щелочные породы — индикатор земных глубин. — Природа, 1971, № 5.
- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных месторождений. «Недра», 1968.
- Кухаренко А. А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. — Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 96, 1967, вып. 5.
- Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных-щелочных пород. — В сб.: Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Госгеолтехиздат, 1961.
- Шейнманн Ю. М. Закономерности размещения провинций ультраосновных-щелочных пород. — В сб.: Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. Госгеолтехиздат, 1962.



УДК 551.243:551.72 (420)

Л. М. ПАРФЕНОВ

## ДИСЛОКАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ДОКЕМБРИЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДОКЕМБРИЯ ШОТЛАНДИИ)

### ВВЕДЕНИЕ

Приведена характеристика различных типов и возрастных генераций складчатых дислокаций (мелких складок, сланцеватости, разных видов кливажа и линейности и др.), развитых в метаморфических породах Льюисского, Мойнского и Дальредского комплексов Шотландии, и рассмотрены методы их изучения, применяемые геологами Великобритании.

Метаморфические комплексы докембрия Шотландии разнообразны по возрасту, составу и степени метаморфизма. Они включают Льюисский комплекс гнейсов и сланцев (древнее 1000 млн. лет), выступающих на поверхность в пределах Северо-Западных нагорий Шотландии, Внешних Гебридов и Шетландских островов, Мойнский комплекс (950—750 млн. лет) монотонных метаморфических сланцев, слагающих Северные нагорья, и разнообразный по составу зеленосланцевый Дальредский комплекс (750 млн. лет—*Ст*), слагающий большую часть Грампианских нагорий. Мойнский и Дальредский комплексы образуют фронтальную часть каледонского складчатого сооружения, которое по Мойнскому надвигу граничит с форландом, представленным льюисскими гнейсами и полого перекрывающими их торридонскими песчаниками (возрастными эквивалентами мойнских сланцев) и кембро-ордовикскими преимущественно карбонатными отложениями (рис. 1). Метаморфические комплексы стали объектом детального изучения еще в прошлом столетии, когда Шотландия была покрыта среднemasштабными геологическими съемками, и уже тогда в процессе этих съемок был выявлен общий стиль их дислокаций. При последующих детальных исследованиях совершенствовалась техника полевых наблюдений и разрабатывалась теория структурного анализа.

В 1970—1971 гг. по линии обмена научными специалистами между Министерством высшего и среднего специального образования СССР и Британским Советом состоялась моя командировка в Великобританию. В геологических экскурсиях, проведенных совместно с британскими геологами, мне удалось посетить многие районы Мейнланда Шотландии, Внешние Гебриды, Шетландские острова и ознакомиться с дислокациями метаморфических толщ и методикой их изучения.

Я признателен профессору У. Питчеру, руководителю Геологического отделения Ливерпульского университета, преподавателям университета Дж. Уоттерсону, Н. Раству, Д. Флинну, А. Басахел и Дж. Диггенсу, благодаря которым мое пребывание в Великобритании было не только полезным, но и приятным. Большое значение для меня имели совместные геологические экскурсии и беседы с геологами других университетов и колледжей, в частности с Дж. Рамзи, Дж. Саттоном, Дж. Уотсоном, А. Барбером, П. Франсисом, Р. Грэхамом и Р. Роучом.



ними исследованиями установлены по крайней мере две генерации складок в Мойне (Reach et al., 1970). Дальнейшие исследования показали, что мойнские образования были дислоцированы в несколько отдельных актов. Системы складок, образованные в течение каждой фазы деформации, наложены друг на друга и образуют характерные узоры. Эти сложные трехмерные формы и особенно их двухмерное изображение на карте на первый взгляд могут произвести впечатление структурного хаоса» (Ramsay, 1963).

Рассмотрим характерные складчатые дислокации различных метаморфических комплексов Шотландии, преимущественно те из них, которые мне удалось наблюдать в совместных экскурсиях с британскими геологами.

**Дальредский комплекс** слагает две структурные единицы: покров Илтей, образованный последовательностью Пертшир, и основание Баллапель, образованное последовательностью Баллачалишь. Последовательность Пертшир, слагающая большую часть Грампианских нагорий, представлена преимущественно пелитами и карбонатными породами

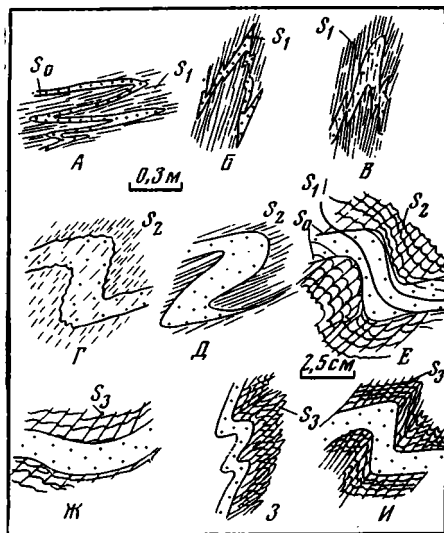


Рис. 2

Рис. 2. Мелкие складки различных генераций в Дальредском комплексе.

А, Б, В — первой генерации; Г, Д, Е — второй генерации; Ж, З, И — третьей генерации (по Rast, 1963).  $S_0$  — слоистость,  $S_1$  — кливаж первой генерации,  $S_2$  — кливаж второй генерации,  $S_3$  — кливаж третьей генерации. Шкала в метрах относится к рисункам А, Б, В, Г, Д, шкала в сантиметрах — к рисункам Е, Ж, З, И

Рис. 3. Поперечный разрез через покров Илтей (по Rast, 1963)



Рис. 3

в низах разреза и граувакками, кварцитами и пелитами с отдельными горизонтами карбонатных пород и вулканитов в верхах, общей мощностью около 15 км. Последовательность Баллачалишь, выделяющаяся на ограниченной площади в северо-западной части нагорья вдоль контакта с мойнскими сланцами, на которых она залегает согласно, сопоставляется с низами разреза последовательности Пертшир (Rast and Litherland, 1970).

Большинство выполненных структурных исследований относится к покрову Илтей. Устанавливается, что дислокации покрова являются в основном результатом трех последовательных эпизодов деформации (Sturt, 1961; Rast, 1963), которым соответствуют мелкие складки определенного стиля и ориентировки (рис. 2). Складки первой генерации, обозначаемые как  $F_1$  обычно изоклиналильные и имеют северо-восточное простирание; второй генерации ( $F_2$ ) — сжатые, но редко изоклиналильные, ориентированы преимущественно в северо-западном направлении почти под прямым углом к  $F_1$ ; третьей генерации ( $F_3$ ) — открытые, субширотного простирания.

Крупные структурные формы по своему стилю и последовательности формирования аналогичны малым складкам. В результате первого,

наиболее интенсивного эпизода деформации, возникла система опрокинутых на юго-восток и северо-запад изоклиналильных складок. Со вторым и третьим эпизодами складчатости связано формирование синформ и антиформ<sup>1</sup>, в которые собраны изоклиналильные складки, и окончательное оформление дислокаций покрова Илтей, имеющего своеобразную грибовидную форму (рис. 3).

Геологические и радиометрические данные свидетельствуют о длительности формирования складчатости Дальредского комплекса (Rast, 1963; Johnson, 1965<sub>1</sub>). Наиболее раннее событие определяется датирова-

Рис. 4. Ориентировка осевых поверхностей мелких складок различных генераций в Мойнском и Льюнском комплексах Гленелга (по Дж. Рамзи, из Johnson, 1965<sub>2</sub>)  
1 — Мойнский комплекс; 2 — Льюнский комплекс; 3 — ориентировка осевых поверхностей мелких складок: а — наклонных; б — вертикальных; 4 — ориентировка осевых поверхностей складок третьей генерации

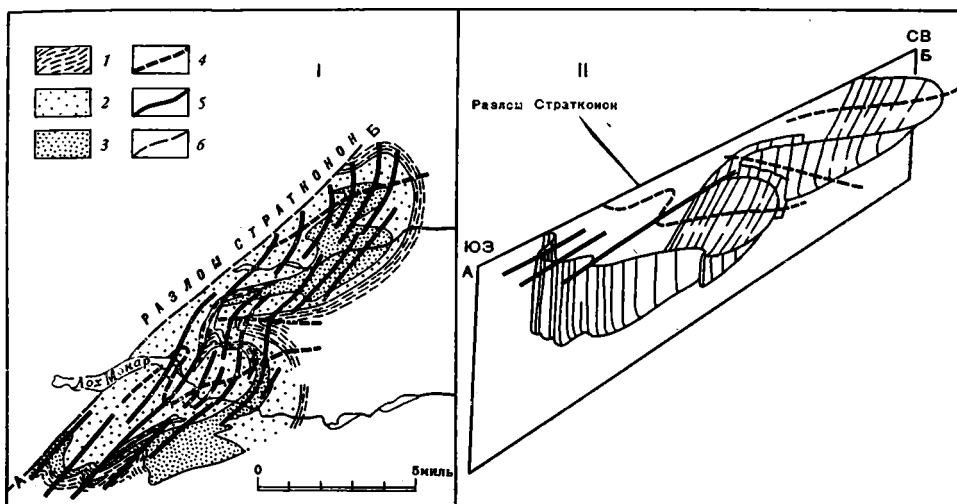
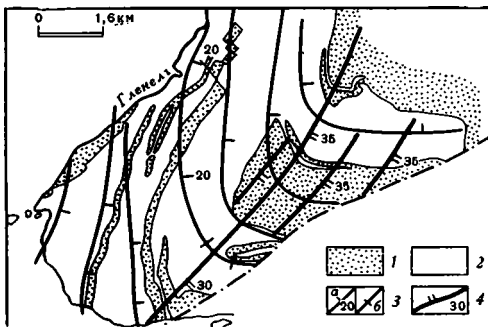


Рис. 5. Крупные складки второй и третьей генерации в Мойнском комплексе (по Дж. Рамзи, из Johnson, 1965<sub>2</sub>)

I — план, II — блок-диаграмма

1, 2 — Мойнский комплекс: 1 — пелиты, 2 — псаммиты; 3 — Льюнский комплекс; 4 — оси складок второй генерации; 5 — оси складок третьей генерации; 6 — разлом

нием после  $F_1$ , но до  $F_2$  гранитоидов в  $600 \pm 100$  млн. лет; для внедрившихся после  $F_2$  пегматитов известны датировки в 471 млн. лет. В южной части нагорья геологические данные свидетельствуют о том, что Дальредский комплекс был вовлечен в среднедевонские движения.

<sup>1</sup> Примечание: антиформа и синформа определяются как складки, обращенные соответственно выпуклостью вверх или вниз, вне зависимости от того, более древние или более молодые слои слагают их ядра и крылья. Термины «антиформа» и «синформа», введенные Э. Бейли и У. Макколлинном в 1937 г., используются при описаниях складок с неизвестной стратиграфической последовательностью или для описания вторичных складок, в которые собраны ранее существовавшие складки.

**Мойнский комплекс** представлен метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации монотонными песчаниками и сланцами общей мощностью 6—7 км, которые с перерывом залегают на льюисском основании.

Первый эпизод деформации проявлен в совместных дислокациях Мойнского комплекса и льюисского основания. Льюисские гнейсы, выступающие в ряде мест среди мойнских сланцев, включают полосы мойнских пород, при этом сланцеватость в гнейсах и сланцах ориентирована



Рис. 6. Мелкие складки в Мойнском комплексе

почти параллельно друг другу в соответствии с простиранием мойнских полос (рис. 4). Такие соотношения объясняются или существованием параллельных надвигов, по которым пластины льюисских пород внедрились в перекрывающие мойнские отложения (Sutton and Watson, 1962), или развитием опрокинутых изоклиналиных складок, ядра которых сложены льюисскими породами (Ramsay, 1963). В обоих случаях предполагается перекристаллизация льюисских гнейсов с образованием новой ориентировки сланцеватости. Второй эпизод деформации проявился в образовании умеренно сжатых складок, в которые собраны переслаивающиеся льюисские и мойнские породы. Эти складки повсеместно сопровождаются линейностью и кливажом. Складки третьей генерации обычно более открытые, чем складки второй генерации, и лишь местами сопровождаются кливажом и линейностью (рис. 5).

Наложение друг на друга линейных складок нескольких генераций приводит к появлению изометричных, куполовидных и чашеобразных структурных форм, которые весьма характерны для мойнских сланцев (рис. 6).

Формирование мойнских дислокаций, по-видимому, было более продолжительным, чем формирование дислокаций Дальредского комплекса. Среди мойнских сланцев известны пегматиты с датировками в 740 млн. лет (Long and Lambert, 1963). Граниты, которые рассматриваются, как после  $F_1$ , но до  $F_2$ , датированы в  $530 \pm 10$  млн. лет (Johnson and Shepherd, 1970). Линейность, связанная со складчатостью  $F_2$ , трассируется через надвиг Мойн в торридонские и кембро-ордовикские отложения. Верхний предел времени завершающих процессов складчатости и минералообразования в Мойнском комплексе определяется несогласным залеганием на нем красноцветных девонских отложений.

**Льюисский комплекс** сложен преимущественно полосчатыми гнейсами от ультраосновного до кислого состава, метаморфизованными в усло-

виях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Местами он включает несомненные метаосадочные породы: слюдяные сланцы, мраморы, кальцифиры, высокоглиноземистые породы (Watson, 1965; Coward et al., 1969). Интрузивные породы представлены дайками и силлами основного состава и разнообразными гранитоидами и пегматитами.

Формирование дислокаций Льюисского комплекса охватывает очень большой интервал времени: по крайней мере с 2600 млн. лет (наиболее древние датировки пегматитов) до 1600—1100 млн. лет (возраст некоторых гнейсов, пегматитов и гранитов).

Расчленение Льюисского комплекса основано на анализе соотношений даек основных пород, так называемых даек Скаури, с вмещающими гнейсами. Еще в начале нынешнего столетия в пределах Мейнланда на площади распространения Льюисского комплекса было установлено два типа районов: 1) центральный район, сложенный преимущественно породами гранулитовой фации, где рой даек имеют выдержанное северо-западное простирание и под большими углами секут полосчатость и сланцеватость гнейсов, а дайковые породы неметаморфизованы; 2) северный и южный районы, сложенные преимущественно породами амфиболитовой фации, где дайки представлены прерывистыми полосами и линзами амфиболитов, которые собраны в складки согласно с вмещающими гнейсами и секутся телами гранитов и пегматитов. При этом были прослежены постепенные переходы между этими двумя типами районов с постепенным увеличением дислоцированности и метаморфизма даек (Reach et al., 1907). Эти наблюдения послужили основанием для выделения двух крупных периодов складчатости, которые позднее были датированы радиометрически: Скаурийского (2200—2600 млн. лет) и Лаксфордского (1400—1800 млн. лет), и соответственно двух крупных комплексов: Скаурийского, сложенного преимущественно породами гранулитовой фации, и Лаксфордского, сложенного преимущественно скаурийскими породами, измененными в процессе лаксфордской складчатости (Sutton and Watson, 1951; Watson, 1965; Park, 1970<sub>1</sub>). Возраст даек Скаури определяется в 2190 млн. лет (Evans and Tarney, 1964).

В центральном районе местами наблюдается замещение гранулитовых парагенезисов ассоциациями амфиболитовой фации, которое сопровождается возникновением новых складчатых форм и связанной с ними сланцеватости. При этом устанавливается, что это замещение предшествовало внедрению даек Скаури и датируется около 2300—2200 млн. лет. Это так называемая Инверская деформация (Evans, 1965), которую некоторые исследователи ставят в один ранг со скаурийской и лаксфордской складчатостями. В последнее время предполагается существование четвертой складчатости (около 1100 млн. лет), выразившейся в разогревании льюисского основания преимущественно вдоль разломов (Park, 1970<sub>1</sub>).

Изменения в процессе Лаксфордской переработки, выразившейся в полной утрате парагенезисов гранулитовой фации, интенсивной мигматизации, гранитизации и пегматитообразовании, были столь велики, что, как пишут Дж. Саттон и Дж. Уотсон, лаксфордские гнейсы являются «фактически новыми породами» (Sutton and Watson, 1951).

Некоторые дислокации Лаксфордского комплекса исследованы детально. Складчатые формы ранних генераций там, где их удается восстановить, представлены сжатыми опрокинутыми изоклинальными складками (Park, 1964). Более поздние складки весьма своеобразны. На Внешних Гебридах современная структура определяется складками третьей генерации, которые представлены крупными, до 10—15 км в поперечнике, овальных очертаний антиформами, погружающимися на северо-запад, разделенными узкими щелевидными синформами (Coward et al., 1970). Синформы характеризуются интенсивной деформацией в противоположность антиформам, где местами сохранились первичные

парагенезисы гранулитовой фации и секущие взаимоотношения даек Скаури с вмещающими гнейсами. В пределах южного района Мейнланда устанавливаются узкие линейные синформы с интенсивной лаксфордской деформацией, которые местами замещаются вертикальными зонами скалывания, разделяющими более широкие пологие антиформы (Park, 1964; 1970<sub>2</sub>; Bhattacharjee 1968).

### РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В ряде пересечений мне удалось наблюдать крупные разрывные нарушения метаморфических толщ Шотландии: надвиг Мойн, надвиг Внешних Гебрид и сдвиг Грейт-Глен (рис. 1). Заслуживают рассмотрения также «слайды», своеобразные разрывные нарушения, описание которых, по-видимому, отсутствует на русском языке.

**Надвиг Мойн**, отделяющий каледонское складчатое сооружение от Форланда, представляет собой сложно построенную зону шириной 7—12 км, которая прослеживается в северо-восточном направлении на 160 км в пределах Мейнланда Шотландии и, по-видимому, протягивается в Ирландию и на Шетландские острова (Pringle, 1970). Зона надвига

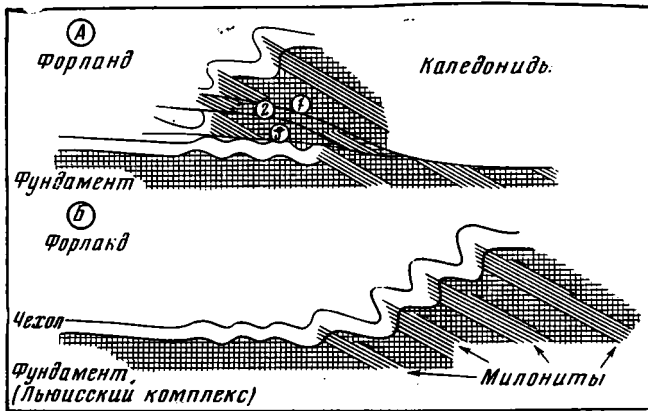


Рис. 7. Структурная история Мойнской надвиговой зоны: А — современная структура зоны, Б — структура зоны до формирования надвигов (по Varberg, 1965). 1 — надвиг Мойн; 2 — Главный надвиг; 3 — надвиг основания

образована серией перекрывающих друг друга «чешуй», полого наклоненных к юго-востоку. В поперечном разрезе с юго-востока на северо-запад здесь выделяются: 1) поверхность собственно надвига Мойн (Moine thrust); 2) серия «чешуй», образованных льюисскими, торридонскими и кембро-ордовикскими породами; 3) поверхность Главного надвига (Major thrust); 4) субавтохтон, представленный сложно дислоцированными торридонскими и кембро-ордовикскими отложениями, 5) поверхность надвига основания (Sole thrust), к северо-западу от которого располагаются слабо нарушенные торридонские и кембро-ордовикские отложения.

Формированию собственно надвигов здесь предшествовало образование милонитов, которые прослеживаются в виде полос шириной до нескольких километров вдоль всей зоны разлома. Полосчатость милонитов наклонена к юго-востоку. Поверхности надвигов наклонены в этом же направлении, но обычно под более пологими углами и «секут» милониты (рис. 7). Поверхности надвигов представлены брекчированными и раздробленными милонитами мощностью от нескольких сантиметров до

нескольких метров. Полосчатые милониты повсеместно собраны в мелкие, шириной до 30 см изоклиналильные складки, которые характеризуются четкой сланцеватостью, параллельно осевым поверхностям складок. Ориентировка осей складок определяется линейностью, представляющей собой линии пересечения полосчатости милонитов со сланцеватостью. Линейность имеет выдержанное восток-юго-восточное простирание и почти под прямым углом пересекает Мойнскую надвиговую зону.

Образование милонитов коррелируется с первой фазой складчатости Мойнского комплекса, а образование изоклиналильных складок и характерной восток-юго-восточной линейности — со второй фазой (Johnson, 1965<sub>3</sub>).

Горизонтальное перемещение по надвигам оценивается от 20 до 100 км.

**Надвиг Внешних Гебрид** протягивается в северо-восточном направлении почти на 200 км вдоль юго-восточного берега Внешних Гебрид среди кристаллических образований Льюисского комплекса (Francis, 1970). В пределах зоны надвига устанавливается несколько субпараллельных надвиговых поверхностей, полого (под углом 20—30°) наклоненных к юго-востоку. Надвиговые поверхности сопровождаются зонами дробленных и брекчированных гнейсов, мощность которых местами достигает 30—40 м. К зонам дробленных пород приурочены псевдотахилиты в виде неправильной формы жилок мощностью от нескольких миллиметров до 10—15 см, имеющих отчетливые интрузивные контакты с вмещающими породами.

Амплитуда горизонтального смещения по надвигу составляет по крайней мере несколько километров. По аналогии с надвигом Мойн возраст надвига Внешних Гебрид определяется как нижнепалеозойский.

**Сдвиг Грейт-Глен**, характеризующийся левосторонним смещением на 100 км в центральной части Шотландских нагорий (Kennedy, 1946), прослежен в северо-восточном направлении на Шетландские острова (Flinn, 1961). В пределах Мейнланда разлом почти на всем протяжении совпадает с долинами, поэтому строение зоны разлома здесь практически нельзя наблюдать. На Шетландских островах зона разлома прекрасно обнажена в местах, где мне удалось пересечь ее в ряде совместных маршрутов с доктором Д. Флинном. Здесь зона разлома имеет ширину от 700 м до 1,5—2,0 км. На всем протяжении она выражена интенсивно рассланцованными породами с вертикальной ориентировкой сланцеватости. Среди этих тектонитов встречаются блоки (до нескольких метров) менее измененных пород, местами с фрагментами круто наклоненных складок. Характерно, что смена состава пород крыльев разлома отчетливо видна в зоне рассланцевания; она происходит в полосе шириной всего в несколько метров, где породы превращены в порошок. Этот участок представляет основную плоскость смещения сдвига.

Термин «слайд» (slide) широко используется британскими геологами при описании дислокаций Дальредского и Мойнского комплексов. Без преувеличения можно сказать, что без этого понятия невозможно было бы расшифровать структуры этих комплексов. Термин введен в английскую геологическую литературу Э. Бейли (Bailey, 1910), который, однако, не дал его строгого определения. Следуя описаниям Э. Бейли конкретных примеров этих дислокаций из метаморфических толщ Шотландских нагорий, слайды определяются как разрывы, возникшие в связи со складчатостью, которые в целом согласуются с крупными геометрическими элементами складок (крыльями или осевой поверхностью) и которые сопровождаются утонением и (или) срезанием пачек горных пород, образующих складку (Fleuty, 1964<sub>2</sub>). Э. Бейли (Bailey, 1934) подразделял слайды на надвиги (thrusts), по которым происходит перемещение



опрокинутого крыла складки и лаги (lags), смещающие нормальное крыло складки (рис. 8).

Возможно, что некоторые разновидности «слайдов» у нас описываются как надвиги. Однако следует иметь в виду, что не все «слайды» являются надвигами в обычном понимании (см. рис. 8). С другой стороны,

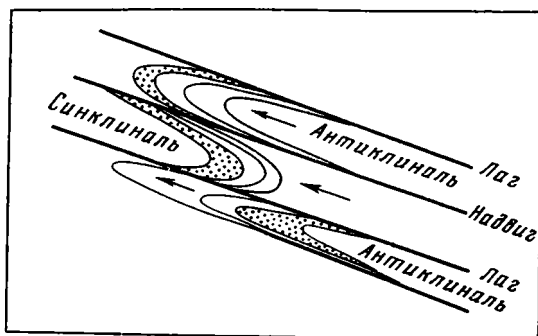


Рис. 8. Диаграмма, иллюстрирующая терминологию слайдов (по Whittem, 1966).

Стрелка указывает верх разреза слоев горных пород

не являются «слайдами» пологие надвиги, не связанные со складками, или надвиги, связанные со складками изгиба и косо ориентированные по отношению к осевой поверхности складки.

Мне удалось наблюдать небольшие слайды с амплитудой смещения от нескольких сантиметров до нескольких метров в сланцах Дальредского комплекса на острове Айла (рис. 9). Характерна строгая параллельность плоскостей смещения слайдов и кливажа — факт очень важный

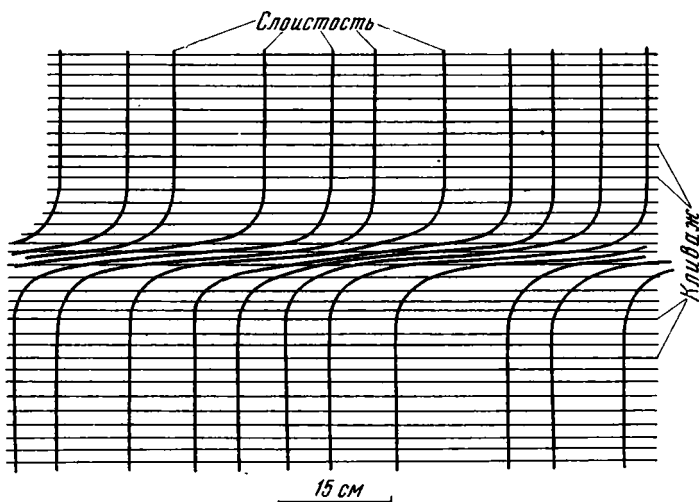


Рис. 9. Слайд в Дальредском комплексе о-ва Айла

при прослеживании слайдов на площади и в глубину, особенно в районах, не подвергшихся более молодым складчатым дислокациям. Как следует из рисунка, вдоль плоскости скольжения происходит утонение слоев; в слайдах с перемещением до нескольких метров слои мощностью до нескольких десятков сантиметров полностью срезаются. По слайдам, изображаемым на картах, происходит сревание уже целых свит. Плоскости смещения представлены сланцами, ориентировка сланцеватости которых параллельна кливажу.

Формирование слайдов обычно совпадает с первыми эпизодами складчатости, с образованием изоклинальных складок. Поэтому они часто оказываются собранными в складки в результате наложения после-

дующих дислокаций или замаскированы последующим метаморфизмом, так как наиболее интенсивный метаморфизм, как правило, проявляется позднее фазы изоклинальной складчатости.

### МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ДИСЛОКАЦИИ

Основой изучения дислокаций метаморфических толщ в поле является геологическое картирование в масштабе 1 : 10 000 и крупнее, которое характеризуется большой тщательностью наблюдений. Картирование отличается незначительной ролью маршрутных пересечений по «сетке» и ведется обычно путем прослеживания на площади геологических границ и тел.

Структурные исследования непременно включают изучение мелких складок, сланцеватости, линейности и других элементов, которые видны в обнажении и могут быть использованы при расшифровке крупных структурных форм. Значение изучения всех этих образований определяется тем, что они геометрически определенным образом связаны друг с другом и с элементами крупных дислокаций.

Мелкие складки обычно представлены несколькими генерациями, обозначаемыми как  $F_1, F_2, F_3, \dots, F_n$ ,  $F_1$  — складки наиболее ранней генерации. Складки каждой генерации характеризуются стилем, ориентировкой и ассоциацией с определенной сланцеватостью (кливажом), линейностью и другими элементами. Изучение мелких складок позволяет определить основные эпизоды деформаций, стиль крупных складок, характерных для каждого эпизода, их ориентировку (Wilson, 1961).

При геометрическом анализе дислокаций важным является изучение плоскостных элементов, как первичных, седиментогенных, к которым относится слоистость, так и вторичных, возникающих в процессе деформаций и метаморфизма (сланцеватость, различные типы кливажа и т. п.). К сожалению, терминология вторичных плоскостных элементов весьма запутана, что связано главным образом со смешением морфологических и генетических признаков в определениях. Это обстоятельство неоднократно отмечалось нашими и британскими геологами (Галдин, 1958; Wilson, 1961; Whitten, 1966; Ramsay, 1967, и др.). Обычно термин кливаж (cleavage) используется при описании слабо метаморфизованных и зеленосланцевых комплексов, сланцеватость (schistosity) — при описании толщ средних ступеней метаморфизма и foliation — для характеристики глубокометаморфизованных, гнейсовых образований. Удачным является широко практикующееся объединение всех плоскостных элементов под общим описательным названием  $S$ -поверхностей, которые обозначаются как  $S_0, S_1, S_2, \dots, S_n$ , где  $S_0$  — слоистость,  $S_1$  — вторичные поверхности первой генерации,  $S_2$  — второй генерации и т. д.

Изучение линейности различных возрастных генераций, обозначаемой как  $L_1, L_2, \dots, L_n$ , является не менее важным, чем изучение мелких складок и  $S$ -поверхностей. Линейность представляет морфологический термин для описания любого линейного элемента (линии пересечения слоистости и сланцеватости, линии пересечения двух генераций сланцеватости, линейная ориентировка минералов, ориентировка осей мелких складок, будин и т. п.).

Существенным является определение природы  $S$ -поверхностей и линейности, выяснение соотношений  $S$ -поверхностей различного рода друг с другом, а также с линейностью различного рода и элементами мелких складок. Эти исследования выполняются при полевых наблюдениях, а также путем изучения ориентированных шлифов, значение которых нельзя недооценивать при структурном анализе.

На сравнительно небольшой картируемой площади число замеров ориентировки плоскостных и линейных элементов исчисляется несколькими тысячами. Для выяснения угловых соотношений различных малых структурных форм друг с другом и их соотношений с элементами круп-

ных складок (осями, крыльями) широко используются стереографические проекции (Ramsay, 1967; Whitten; 1966). В районах с наложением складок нескольких генераций соотношения между одними и теми же плоскостными и линейными элементами на разных участках крупных структурных форм существенно различны. В таких случаях рекомендуется выделение «доменов» (domain), т. е. участков с одинаковыми соотношениями расматриваемых элементов, определение соотношений сначала для этих участков, а только после этого для более обширной территории.

Большое внимание при структурных исследованиях уделяется определению нормальной стратиграфической последовательности. При осмотре каждого обнажения геолог ищет признаки, которые позволили бы определить направление стратиграфической последовательности и, если удастся, нанести его на карту.

Примером использования различных признаков для определения стратиграфической последовательности с целью выяснения крупных структурных форм является работа Р. М. Шаклтона, посвященная дальредским дислокациям южной части Грампианских нагорий (Shackelton, 1958).

Детальные структурные исследования обычно проводятся на небольших узловых складчатых сооружениях, где последовательность эпизодов складчатости может быть определена однозначно, используя традиционный геологический метод: если данная дислокация пересекает другую дислокацию, то первая дислокация моложе. При увязке результатов наблюдений на этих участках или региональном синтезе возникает задача корреляции структурных событий на обширной площади.

Данные о времени осадконакопления складчатых комплексов и возрасте несогласно залегающих на них нескладчатых образований определяют лишь нижний и верхний пределы интервала времени, в течение которого складчатость имела место. Этот интервал для большинства докембрийских комплексов весьма продолжителен, например, для Льюисского комплекса он составляет около 1500 млн. лет. Корреляция отдельных эпизодов складчатости обычно производится по таким параметрам, как стиль и ориентировка мелких и крупных складок, минеральные парагенезисы и ориентировка сланцеватости и линейности, их отношение к складкам и т. п. Однако структурная корреляция, основанная на этих параметрах, неоднозначна (Park, 1969).

Большое значение имеют теоретические исследования, которые заключаются прежде всего в разработке геометрических классификаций дислокаций. Наибольший интерес представляют геометрические классификации складок, которые основаны на непосредственно измеряемых параметрах, независимых от генетических представлений, и которые позволяют, по данным наблюдений на поверхности, предсказывать строение складок на глубину до нескольких километров (Fleuty, 1964<sub>1</sub>; Wilson, 1967; Ramsay, 1967). Большое внимание уделяется анализу геометрических особенностей складок различных морфологических типов (Wilson, 1967; Ramsay, 1967), исследованию наложенной складчатости (Ramsay, 1962, 1963, 1967). Проводятся поиски путей и методов формального описания дислокаций в терминах, позволяющих использование ЭВМ (Elliott, 1965; Whitten, 1966; Phillips and Burme, 1969; Wynne-Edwards et al., 1970 и др.).

Следует отметить, что несмотря на то, что история изучения дислокаций метаморфических толщ Шотландии насчитывает более 100 лет и британскими геологами достигнут значительный прогресс как в разработке техники полевых наблюдений, так и в расшифровке дислокаций различных по возрасту и степени метаморфизма докембрийских комплексов, теоретические исследования геометрии дислокаций по существу лишь только начинаются.

Стиль дислокаций метаморфических толщ Шотландии, по-видимому, не является уникальным. В большинстве районов, где дислокации метаморфических толщ изучаются детально, с применением соответствующих методик, они оказываются весьма сложными, среди них распознаются складки нескольких генераций и связанные с ними разновозрастные системы плоскостных и линейных элементов, наложенных друг на друга. В пользу этого свидетельствует, в частности, опыт детальных структурных исследований, проведенных сотрудниками Института геологии геохронологии докембрия АН СССР и Института физики Земли АН СССР на Кольском полуострове и в Сибири (Дук, 1967; Эз, 1967<sup>1</sup>; Куклей, 1971; Деформации и структуры... 1967, и др.).

В нашей литературе уже обращалось внимание на сходство в тектоническом положении и развитии складчатых сооружений южного обрамления Сибирской платформы и Шотландии (Павловский, 1958; Зайцев, 1960). Естественно думать, что и дислокации этих районов являются сходными. Е. В. Павловский неоднократно отмечал как для Шотландии, так и для сибирских районов значительную оторванность во времени складчатости от геосинклинальной седиментации. Наложенная складчатость иногда оторвана во времени от седиментации на 1500 млн. лет, как, например, для Льюисского комплекса. Она сопровождается повторными магматическими и метаморфическими процессами, которые приводят к существенному изменению первичных составов и дислокаций комплексов. Наложение нескольких систем линейных складок друг на друга может приводить к появлению на горизонтальном срезе округлых куполовидных и чашеобразных структурных форм, которые маскируют первичные дислокации. Возможно, что подобным образом объясняются «куполовидные» дислокации беломорского комплекса Кольского полуострова, нижнего докембрия Украинского и Алданского щитов. Большие возможности для изучения наложенной складчатости представляют складчатые сооружения юга Сибири, разрез докембрия которых включает большое число комплексов, разделенных несогласиями.

Тот факт, что в течение долгого времени дислокации метаморфических толщ понимались в нашей стране упрощенно или оказались практически нерасшифрованными, свидетельствует о недостаточной разработанности методики структурных исследований. В изданных у нас учебниках по структурной геологии и геокартированию уделяется недостаточное внимание изучению дислокаций метаморфических толщ. К сожалению, наиболее обстоятельные иностранные работы по структурной геологии, посвященные большей частью метаморфическим толщам, не переведены на русский язык: Wilson, 1961; Turner and Weiss, 1963; Whitten, 1966; Ramsay, 1967.

Необходима разработка теории исследования геометрии дислокаций метаморфических толщ, которая позволяла бы переходить от наблюдений в изолированных обнажениях горных пород к построению объемных моделей региональных структурных форм и позволяла бы оценивать точность этих построений. Такая теория не может быть создана без проведения детальных структурных исследований различных по возрасту и стилю дислокаций докембрийских комплексов, которые широко распространены в пределах нашей страны.

#### Литература

- Г а л д и н Н. Е. Послесловие к кн.: Вопросы структурной геологии, М., Изд-во иностр. лит., 1958.  
 Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967.  
 Д у к В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967.  
 З а й ц е в Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии.— Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. советских геологов, 1960.

- Куклей Л. Н. Пример наложения складчатостей в беломорском комплексе (Кольский полуостров).— *Геотектоника*, 1971, № 2.
- Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1958, № 7.
- Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970.
- Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид.— *Геотектоника*, 1967<sub>1</sub>, № 3.
- Эз В. В. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов.— *Сов. геология*, 1967<sub>2</sub>, № 11.
- Bailey E. B. Recumbent folds in the schists of the Scottish Highlands.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1910, v. 66, No. 4.
- Bailey E. B. West Highland tectonics: Loch Leven to Glen Roy.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1934, v. 90, No. 4.
- Barber A. J. The history of the Moine thrust zone, Lochcarron and Lochalsh, Scotland.— *Proc. Geol. Assoc.* 1965, v. 76, No. 3.
- Bhattacharjee C. C. The structural history of the Lewisian rocks north-west of Loch Tollie, Ross-shire, Scotland.— *Scottish j. geol.*, 1968, v. 4, No. 3.
- Coward M. P., Francis P. W., Graham R. H., Myers J. S. and Watson J. Remnants of an early metasedimentary assemblage in the Lewisian complex of the Outer Hebrides.— *Proc. geol. Assoc.*, 1969, v. 80, No. 4.
- Coward M. P., Francis P. W., Graham R. H. and Watson J. Large-scale tectonic structures of the Outer Hebrides in relation to those of the Scottish Mainland.— *Tectonophysics*, 1970, No. 10.
- Elliott D. The quantitative mapping of directional minor structures.— *J. Geol.*, 1965, v. 73.
- Evans C. R. Geochronology of the Lewisian basement near Lochinver, Sutherland.— *Nature*, London, 1965, No. 207 (4992).
- Evans C. R. and Tarney J. Isotopic ages of Assynt dykes.— *Nature*, London, 1964, No. 204 (4959).
- Fleuty M. J. The description of folds.— *Proc. geol. Assoc.*, 1964<sub>1</sub>, v. 75, No. 4.
- Fleuty M. J. Tectonic slides.— *Geol. magazine*, vol. 101, 1964<sub>2</sub>, No. 5.
- Flinn D. Continuation of the Great Glen Fault beyond the Moray Firth.— *Nature*, 1961, No. 191 (4788).
- Francis P. The geology of Whisky Galore.— *New Scientist*, 1970, No. 46 (700).
- Johnson M. P. W. Dalradian.— In: *The geology of Scotland*. Archon books. Hamden, Connecticut, 1965<sub>1</sub>.
- Johnson M. The Moine Thrust: a discussion.— *J. Geol.*, 1965<sub>2</sub>, v. 73, No. 4.
- Johnson M. R. W. and Shepherd J. Notes on the age of metamorphism of the Moinian.— *Scottish j. geol.*, 1970, v. 6, No. 2.
- Johnson M. R. W. Torridonian and Moinian.— In: *The geology of Scotland*. Archon Books. Hamden, Connecticut, 1965<sub>2</sub>.
- Kennedy W. Q. The Great Glen fault.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1946, v. 102, No. 1.
- Long L. E. and Lambert R. St. J. Rb-Sr isotopic ages from the Moine Series.— In: *The British caldonides*. Oliver and Boyd Ltd. Edinburgh, 1963.
- Park R. G. The structural history of the Lewisian rocks of Gairloch, Wester Ross, Scotland.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1964, v. 120, No. 3.
- Park R. G. Structural correlation in metamorphic Belts.— *Tectonophysics*, 1969, v. 7, No. 4.
- Park R. G. Observations on Lewisian Chronology.— *Scottish, j., geol.*, 1970<sub>1</sub>, v. 6, No. 4.
- Park R. G. The structural evolution of the Tollie antiformal geometrically complex fold in the Lewisian north-east of Gairloch, Ross-shire.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1970<sub>2</sub>, v. 125, No. 3.
- Peach B. N. et al. The geological structures of the North-West Highlands of Scotland.— *Mem. geol. Surv. Scotland*, 1907.
- Phillips W. A. A. and Byrne G. G. Construction sections in areas of high deformed rocks.— In: *Time and place in Orogeny*, London (Geological Society), 1969.
- Pringle I. R. The structural geology of the North Roe area of Shetland.— *J. Geol.* 1970, v. 7, No. 1.
- Ramsay J. G. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type.— *J. Geol.*, 1962, v. 70.
- Ramsay J. G. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-west Caledonides.— In: *The British Caledonides*. Oliver and Boyd Ltd. Edinburgh, 1963.
- Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book company, New York, 1967.
- Rast N. Structure and metamorphism of Dalradian rocks of Scotland.— In: *The British caldonides*. Oliver and Boyd Ltd. Edinburgh, 1963.
- Rast N. and Litherland M. The correlation of the Ballachalish and Perthshire (Itay) Dalradian successions.— *Geol. Mag.*, 1970, v. 107, No. 3.
- Shackleton R. M. Downward-facing structures of the Highlandborder.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1958, v. 113, No. 3.

- Sturt B. A. The geological structure of the area south of Loch Tummel.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1961, v. 117, No. 2.
- Sutton J. and Watson J. The pre-Torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in the North-west Highlands and its bearing on the chronological classification of the Lewisian.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1951, v. 106.
- Sutton L. and Watson J. An interpretation of Moine-Lewisian relations in Central Ross-shire.— *Geol. Mag.*, 1962, No. 6, v. 99.
- Turner F. J. and Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill Book company, New York, 1963.
- Watson J. Lewisian.— In: *The geology of Scotland*. Archon Book. Hamden, Connecticut, 1965.
- Whitten E. H. T. Structural geology of folded rocks. Rand McNally and Company, Chicago, 1966.
- Wilson G. The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field.— *Ann. Soc. geol. Belgique*, 1961, v. 84, No. 9.
- Wilson G. The geometry of cylindrical and conical folds.— *Proc. geol. Assoc.* 1967, v. 78, No. 1.
- Wynne-Edwards H. R. et al. Computerized geological mapping in the Grenville Province.— *Quebec. Canad. J. Earth Sci.*, 1970, v. 7, No. 6.

Институт тектоники и геофизики  
Хабаровск

Статья поступила  
29 ноября 1971 г.



УДК 551.243 : 551.72 (571.56)

Е. П. ВАСИЛЬЕВ

**АНАЛИЗ ПЕРЕКРЕСТНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ СЛЮДЯНСКОГО РАЙОНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)**

Совместный анализ линейности и шарниров мелких складок в докембрийских глубокометаморфизованных отложениях Слюдянского района показывает, что система продольных (северо-западного простирания) складок испытала деформацию, вызванную наложенной поперечной складчатостью. Последняя проявилась наиболее интенсивно на северо-западе площади, где в результате продольные складки имеют перевернутое залегание шарниров. Наложенная складчатость имеет различные формы проявления. Среди них ведущее место занимают наложенные складки, т. е. складки, образованные деформационной плоскостью и отражающие действительную, а не видимую по слонности, деформацию толщи. С использованием линейности возможно построение геометрии этих складок и определение главных осей наложенной деформации. Наложенная складчатость резко дисгармонична и нелинейна, однако в совокупности множество наложенных складок образует крупные линейные структуры — анти- и синформы, отражающие общее изменение на площади погружений продольных складок.

Изучение тектоники глубокометаморфизованных сложноскладчатых докембрийских толщ требует специфических методов и приемов исследования. Среди них важное место занимают наблюдения над мелкими структурными формами: складками, кливажом, линейностью, будинаж-структурами, тектонической трещиноватостью и т. п. Эти формы отражают характер движения слонистых толщ или отдельных слоев при складкообразовании, поэтому их изучение является одним из главных методов расшифровки и анализа складчатых структур докембрийских образований.

За время изучения флогопитовых месторождений Слюдянского района здесь проведен комплекс геологических работ, включающий специальные геолого-структурные исследования (Шаманский, 1938; Роненсон, 1960; Шерман, 1969). Несмотря на это, многие вопросы структуры района оставались нерешенными. В различное время предлагались антиклинальная, синклиналиная и моноклиналиная схемы структуры слюдянской толщи. Дискуссионен вопрос о характере проявления и роли поперечной складчатости в общей структуре района.

С 1960 по 1968 г. в районе были проведены поисково-съёмочные работы, в которых участвовал автор. Особенно детальному геологическому картированию подверглось междуречье Похабиха — Буровщина. В основу этих работ было положено глубокое изучение стратиграфии кристаллической толщи с последующим прослеживанием по простиранию выделенных стратиграфических подразделений. При этом достоверность геологической карты определялась не плотностью точек наблюдений, а детально расчленения стратиграфического разреза и точностью проведения контактов геологических тел. Необходимым элементом съёмочных работ были специальные структурные наблюдения. Все это позволило получить объективную и в высокой степени достоверную картину геологического строения Слюдянского района и, таким образом, однозначно решить ряд вопросов его геологии.

Рассматриваемая площадь расположена на юго-западной оконечности оз. Байкал и занимает северные отроги хр. Хамар-Дабан. Она сложена докембрийскими породами слюдянской подсерии (култукская и перевальная свиты), слагающими северное крыло Утуликского синклинория (Шафеев, 1970). Эта толща, претерпевшая метаморфизм гранулитовой фации, имеет ритмичное строение, обусловленное закономерным чередованием различных гнейсов, кристаллических сланцев, карбонатных и кварц-диопсидовых пород. Перечисленные породы имеют главным образом осадочное происхождение и представляют собой метаморфизованные известняки, доломиты, глины, мергели, кварциты. Они распределены по разрезу, суммарная мощность которого 3300 м, в следующем соотношении (%): гнейсы биотитовые — 25, породы кварц-диопсидовые — 13, мраморы и кальцифиры — 40, гнейсы (кристаллосланцы) амфибол-пироксеновые — 22. Мощность отдельных слоев этих пород — от дециметров до первых сотен метров (в среднем 5,7 м). В средней части разреза толщи преобладают различные гнейсы (80%), а в составе нижней и верхней ее частей значительный процент составляют карбонаты (соответственно 50 и 40%).

Структура площади определяется сочетанием двух направлений складчатости: северо-западного и северо-восточного<sup>1</sup>. Продольные (северо-западного направления) складки разделяются на две группы. Первая объединяет систему изоклиналиных складок, захватывающих существенно гнейсовую среднюю часть толщи (Грековская, Улунтуйская и Рудничные складки на рис. 1). Они сравнительно нешироки, но протяженны и почти не меняют морфологию по простиранию. В отличие от них складки второй группы (Скалистая, Асямовская и Картагайская), приуроченные к карбонатным верхней и нижней частям толщи, имеют большие размеры и по простиранию крайне изменчивы — к северо-западу их форма в поперечном сечении меняется от пологих изгибов до опрокинутых, почти лежащих изоклиналей.

В образовании продольных складок большую роль играло пластическое перераспределение вещества пород, сопровождаемое образованием мелких дополнительных складок, будинаж-структур и послойных срывов. Эти явления наиболее ярко проявлены в участках тонкого переслаивания карбонатных и силикатных пород. На ход формирования и общий стиль складчатости существенно влияло также изменение относительной пластичности пород в процессе метаморфизма. В начальные его стадии, когда метаморфические сланцы были более восприимчивыми к пластическим деформациям, чем известняки и доломиты, складчатость развивалась предпочтительно в средней части толщи (складки первой группы). По мере нарастания степени метаморфизма и преобразования сланцев в гнейсы активность при складкообразовании постепенно перешла к уже более пластичным мраморам. В этот период оформились складки второй группы.

Таким образом, отличие механических свойств разных пород и неравномерное распределение их по разрезу предопределили общий дисгармоничный характер продольной складчатости. При этом гнейсы оказались охваченными наиболее интенсивной изоклиналиной складчатостью. Дисгармоничность складчатости заключается и в том, что в более тонких прослоях складки мельче, чем в относительно мощных.

Крупнейшие продольные складки сопровождаются более мелкими различными порядков. Шарниры мелких складок параллельны шарнирам более крупных складок и, как правило, имеют характерный асимметричный рисунок. Эти особенности мелких складок широко использовались при расшифровке более крупных складчатых структур.

<sup>1</sup> В дальнейшем северо-западное простирание названо продольным (по отношению к генеральному простиранию структур), а северо-восточное — поперечным. Структура, сочетающая два и более направления складчатости, названа перекрестной.



Обусловленное продольной складчатостью общее северо-западное простираие метаморфического комплекса участками сильно осложнено поперечной складчатостью вплоть до появления массового северо-восточного простираия слоев, например на северо-западе площади (рис. 1). Хотя это простираие отмечалось всеми исследователями, изучавшими структуру Слюдянского района, причины его появления истолковывались по-разному. Так, А. К. Мейстер (1915) указал в районе два дислокационных направления — северо-западное и более молодое северо-восточное. Однако С. С. Смирнов (1928) связал северо-восточное простираие слоев с погружением складок северо-западного направления. Впоследствии Л. И. Шаманский (1938) и затем Б. М. Роненсон (1960) установили в зоне рудников пологую поперечную складчатость, наложенную на ранние складки северо-западного простираия. Н. Т. Чулков также считает широко распространенную в Слюдянском районе интенсивную поперечную складчатость более поздней (Чулков, Янчуковский, 1962). Наоборот, по мнению С. И. Шермана (1969) «очень слабо выраженную в районе поперечную складчатость следует считать результатом одного процесса — процесса главного складкообразования» (т. е. образования северо-западных складок — *Е. В.*). Такое различие представлений объясняется прежде всего ограниченным количеством наблюдений над поперечными складками. Все более ранние детальные работы были сосредоточены лишь в узкой полосе центральных рудников, где северо-западное простираие пород наиболее выражено, а прилегающая площадь, в том числе участки с северо-восточным простираием слоев пород, оставалась слабо изученной. Геологосъемочные работы 1960—1968 гг. подтвердили широкое развитие в районе поперечной складчатости. Наряду с этим получены новые данные о характере ее проявления, и установлена решающая роль поперечной складчатости при формировании флогопитовых месторождений.

Поперечная складчатость проявлена наиболее четко на северо-западе площади, где легко картируется крупная, опрокинутая на юго-восток синклиналь (разрез по Д — Е, на рис. 1), сопровождаемая множеством мелких складок того же направления. Но наряду с этими, четко вырисовывающимися складками установлены поперечные пликативные формы, не получившие столь явного выражения на карте. Своеобразие их проявления можно понять лишь при изучении мелких структурных форм и в первую очередь линейности.

Формирование перекрестной складчатой структуры района сопровождалось возникновением разнообразных структурных форм: кристаллизационной сланцеватости, полосчатости, линейности, будинаж-структур, разрывных смещений, кливажа (перечислены в порядке распространенности). Среди них выделяются формы, обладающие линейным параллелизмом. Это прежде всего линейные текстуры пород или минеральная линейность (Шуркин, 1964). Ею обладают практически все силикатные паропороды, некоторые карбонатные и древнейшие изверженные породы. Минеральная линейность обусловлена ориентированным расположением в плоскости сланцеватости биотита, амфибола, пироксена, графита, силлиманита, кварца, флогопита. Она образуется как отдельными минералами, так и минеральными скоплениями. Наиболее четкой линейностью обладают породы, обогащенные перечисленными стресс-минералами, в первую очередь различные гнейсы и кварц-диопсидовые породы. В мраморах она обнаруживается редко. Некоторые гнейсы и кристаллосланцы обладают линейностью в виде рифленности на поверхности сланцеватости (Елисеев, 1967). Линейность проявляется и в удлиненности будин; линии пересечения плоскостей кливажа со слоистостью или полосчатостью также создают линейность. Все перечисленные морфологические типы линейности тесно связаны единством ориентировки, и в дальнейшем они рассматриваются совместно под одним термином — «линейность».

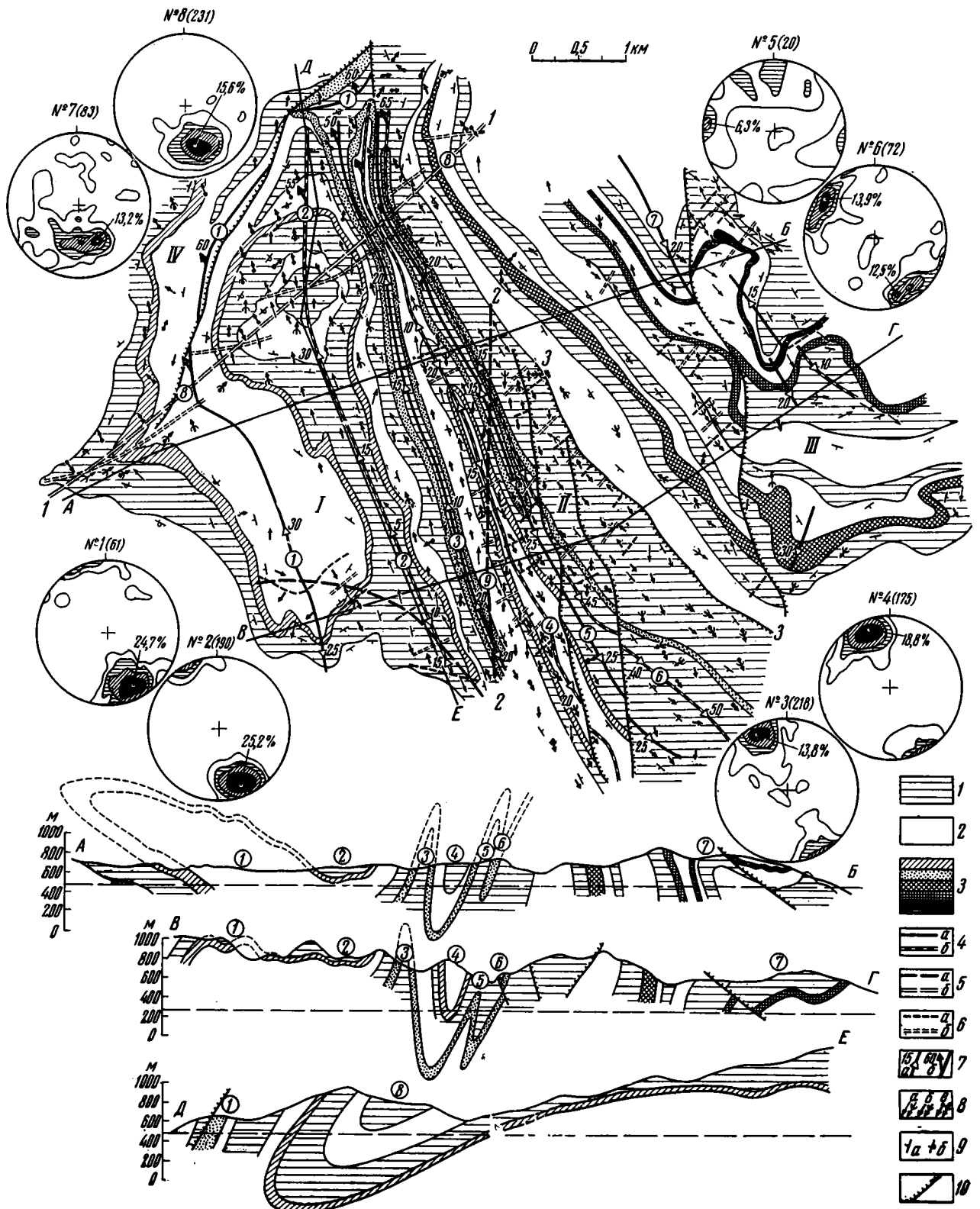
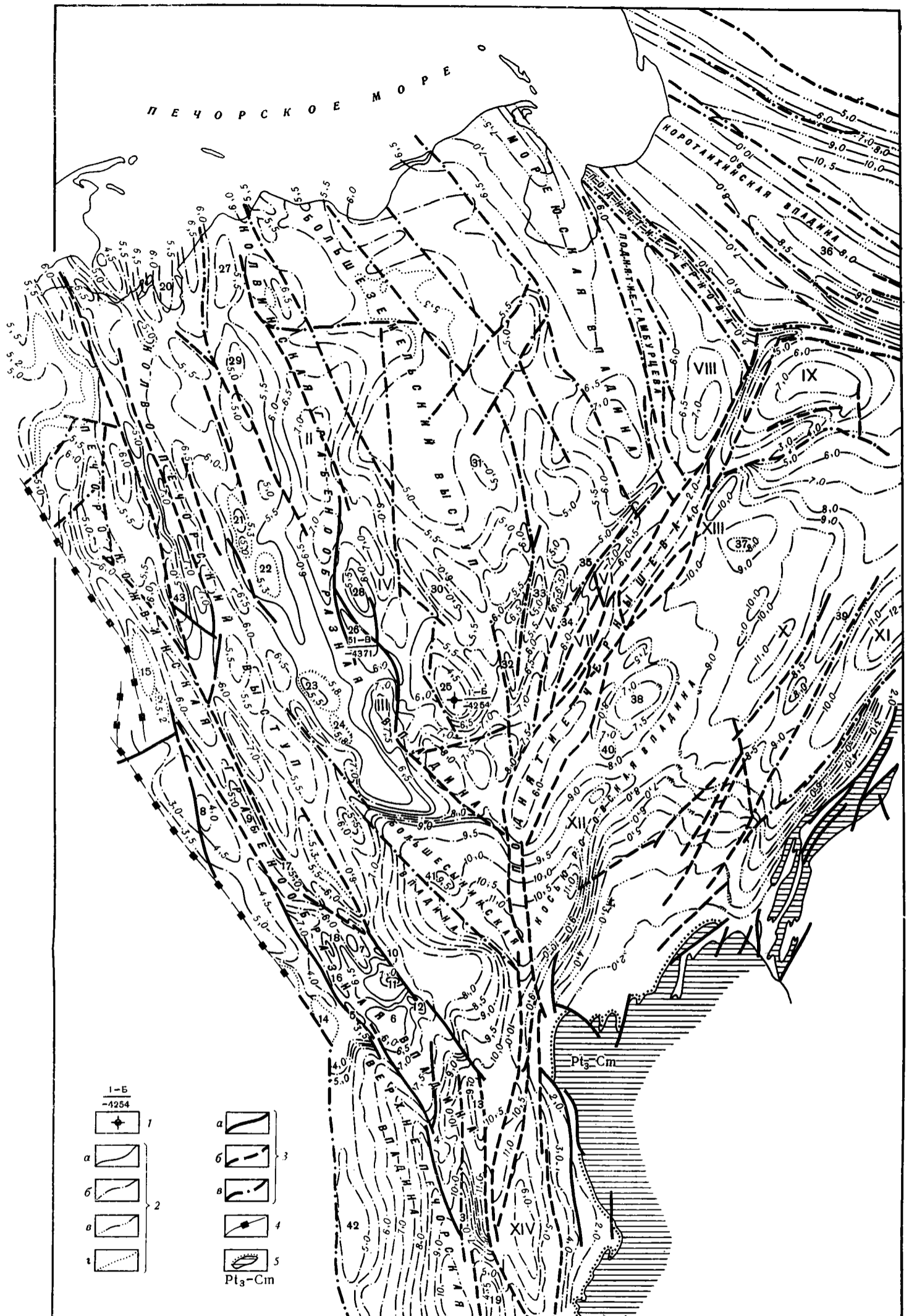


Рис. 1. Структурная схема района Слюдянских флогопитовых месторождений

1 — существенно гнейсовые толщи; 2 — существенно карбонатные толщи; 3 — некоторые элементы стратиграфического разреза (пласты гнейсов); 4 — осевые линии главных продольных складок: а — антиклиналей, б — синклиналей; 5 — осевые линии: а — антиформ, б — синформ; 6 — осевые линии наложенных складок: а — антиклиналей, б — синклиналей; 7 — залегание шарниров продольных складок: а — нормальное, б — опрокинутое; 8 — залегание линейности (слева) и шарниров мелких складок (углы погружения: а — 0—15°, б — 16—45°, в — 46—90°); 9 — залегание слоистости и полосчатости пород: а — нормальное, б — опрокинутое; 10 — главные разрывные смещения. Цифры в кружках обозначают складки: 1 — Скалистая, 2 — Асямовская, 3 — Грековская, 4 — Улунтуйская, 5, 6 — Рудничные, 7 — Картагайская, 8 — Перевальская синформа, 9 — Центральная антиформа. Диаграммы № 1, 3, 5, 7 — ориентировки шарниров мелких складок; № 2, 4, 6, 8 — ориентировки линейности (в скобках количество замеров). Изолинии плотностей: 1—3—5—10%



Карта поверхности фундамента северо-востока Тимано-Уральской области

1 — опорные и поисково-оценочные скважины, вскрывшие фундамент; 2 — изогипсы рельефа фундамента в км: а — по отражающему сейсмическому горизонту VI — по поверхности фундамента; б — предполагаемые, по данным гравиметрии; в — условные, по геофизическим и геологическим данным; г — промежуточные; 3 — дизъюнктивные нарушения: а — уверенные, по сейсморазведочным и гравимагнитным данным; б — менее уверенные, по тем же данным; в — предполагаемые, по гравимагнитным данным; 4 — разлом, разграничивающий мио- и эвгеосинклинальные зоны в рифейском складчатом фундаменте; 5 — выходы доуралид в Уральской складчатой системе.

На карте арабскими цифрами обозначены поднятия фундамента, римскими — опускания. Поднятия: I — Выдшорское, 2 — Восточно-Лебединское, 3 — Еджид Кыртинское, 4 — Западно-Сопляское, 5 — Каменское, 6 — Кыртаельское, 7 — Лиственичное, 8 — Мутно-Материковое, 9 — Нялтаюское, 10 — Песчанское, 11 — Печоро-Кожвинское, 12 — Печоргородское, 13 — Переборско-Березовское, 14 — Ронаельское, 15 — Среднешапкинское, 16 — Северо-Кавказское, 17 — Тимкаельское, 18 — Южно-Лыжское, 19 — Югид-Вуктыльское, 20 — Болванское, 21 — Командир-Шорское, 22 — Мишванское, 23 — Усть-Лайское, 24 — Шельябожское, 25 — Баганское, 26 — Возейское, 27 — Хыльчуйское, 28 — Южно-Харьягинское, 29 — Ярейское, 30 — Веяское, 31 — Колва-Висское, 32 — Макарихинское, 33 — Салюкинское, 34 — Усино-Кушшорское, 35 — Хоседаюское, 36 — Центрально-Коротаинское, 37 — Берганты-Мыльское, 38 — Кочмесское, 3 — Лемвинское, 40 — Неченское, 41 — Нитчемьюское, 42 — Динью-Дунвожское, 43 — Шапкино-Юрьянское. Опускания: I — Пятейское, II — Харьягинское, III — Усинское, IV — Богано-Харьягинское, V — Цильгорское, VI — Средне-Адзвинское, VII — Усино-Кушшорское, VIII — Верхне-Адзвинское, IX — Верхне-Роговское, X — Палникшор-Святинское, XI — Усино-Лемвинское, XII — Ера-Пышеньельское, XIII — Лен-Нерцетинское, XIV — Оселокское

Линейность является важным инструментом анализа перекрестной складчатости, значение которого трудно переоценить (Елисеев, 1967; Горлов, 1967; Ramsay, 1960). Между тем специальное изучение линейности на Слюдянке ранее не проводилось, и в литературе по району о ней можно найти лишь беглые упоминания. Несомненно, это одна из причин неясностей и различий в трактовках структуры площади. Поэтому изучению линейностей мы уделили особое внимание.

Результаты наблюдений линейности представлены (совместно с материалами по складчатости) на рис. 1. На структурной схеме удалось разместить лишь часть замеров залегания линейности и шарниров мелких складок. Полностью они сведены на сферограммы. Как видно, линейность распространена неравномерно, что обусловлено прежде всего распределением на площади тех или иных пород, но при прочих равных условиях она встречается чаще и лучше проявлена на участках интенсивной продольной складчатости. Эта закономерность настолько четка, что ее можно использовать для решения обратной задачи: по степени проявления линейности судить об интенсивности складчатости на том или ином участке.

Линейность связана со складчатостью не только пространственно, но и общностью ориентировки, причем в подавляющем большинстве она параллельна шарнирам продольных складок. Тесная связь ориентировки линейности со складчатостью видна из сравнения диаграмм линейности и шарниров мелких складок (рис. 1). Существенно, что такая общность ориентировки наблюдается не только в отношении мелких, но и крупных, в том числе главных, складок площади. Это широко использовалось при расшифровке складчатой структуры и в первую очередь для определения погружения шарниров крупнейших продольных складок. Регулярные наблюдения за линейностью позволили шаг за шагом проследить изменение погружения этих складок, и таким образом, воссоздать объемную картину складчатой структуры.

При общем совпадении ориентировки линейности и шарниров, все же улавливаются и некоторые различия между ними (рис. 1). Они заключаются, во-первых, в том, что в случае линейности зоны максимумов на диаграммах более четкие, т. е. ориентировка линейности выдержаннее, чем направление шарниров. Во-вторых, на участке наиболее интенсивной перекрестной складчатости (северо-запад площади) шарниры мелких складок примерно одинаково ориентированы на северо-запад и на северо-восток, линейность же имеет только северо-западное направление. Указанные отличия говорят о том, что линейность ориентируется соответственно общему полю напряжений (Гзовский, 1963), тогда как мелкие складки помимо этого отражают собой и внутрислойные поля напряжений; кроме того, образование линейности связано главным образом со складчатостью северо-западного направления. Линейность, генетически связанная с поперечной складчатостью, встречается редко. Она представлена теми же типами (и выражена теми же минералами), что и северо-западная линейность, но, как правило, имеет северо-восточные простирания и преимущественно крутые углы погружения. Удавалось наблюдать случаи совместного проявления продольной и поперечной линейности.

При общем северо-западном простирании<sup>1</sup> линейность погружается под различными углами к северо-западу или юго-востоку, причем выделяются участки как относительно выдержанного, так и часто меняющегося направления погружения. Места изменений погружения линейности на обратные (или перевернутые) обычно укладываются в линии, образуя, таким образом, оси синклинальных и антиклинальных перегибов, ориентированные на северо-восток. Эти перегибы непротяженны и, за-

<sup>1</sup> Под простиранием линейности здесь понимается ее направление, видимое в плане.

хватывая определенную пачку пород, резко обрываются. Они нередко расположены кулисообразно, иногда синклинальный перегиб сменяется по простиранию антиклинальным.

При установлении поперечных перегибов в равной степени использованы замеры залегания продольной линейности и шарниров продольных складок, поскольку те и другие генетически и пространственно тесно связаны. Иначе говоря, наблюдается совместное поперечное изгибание линейности и складок. Такое изгибание не имеет характер ундуляций, т. е. закономерных поднятий и погружений шарниров складок (Ажгирей, 1966). Поперечные перегибы расположены вне видимой связи с элементами продольных складок и создают впечатление наложенных структур.

Хотя отдельные перегибы расположены на первый взгляд беспорядочно, в совокупности они обуславливают общее закономерное распределение погружений продольных складок на площади. По преобладающему направлению погружения линейности и продольных складок всю площадь можно разделить на четыре сектора (на рис. 1 секторы обозначены римскими цифрами). Представление об общей ориентировке линейности и шарниров мелких складок в каждом секторе дают диаграммы ориентировки (рис. 1).

В секторе I преобладает пологое северо-западное погружение продольных структур (рис. 1, диагр. 1, 2). Лишь на его крайнем юге погружение меняется на обратное через ряд кулисообразно расположенных поперечных перегибов, в совокупности образующих общий антиклинальный перегиб, имеющий вид дуги, обращенной выпуклостью к северу. Еще несколько мелких перегибов фиксируется на северо-востоке сектора.

В секторе II общее юго-восточное погружение линейности и складок (диагр. 3, 4, на рис. 1) осложнено множеством поперечных перегибов, особенно близ границы с сектором I<sup>1</sup>. К юго-восточной части сектора перегибы сменяются устойчивыми юго-восточными погружениями, углы которых в этом направлении постепенно увеличиваются, достигая 50—60°.

В секторе III, где продольные складки представлены пологими невыдержанными по простиранию формами, поперечные перегибы проявлены резче и подчас приобретают вид явно выраженных поперечных складок. В целом складчатая структура имеет брахиформный характер. Линейность и шарниры продольных складок, хотя и подвержены частым поперечным изгибам, но в общем субгоризонтальны (диагр. 5, 6, на рис. 1). Лишь на крайнем юге сектора наблюдается устойчивое юго-восточное погружение линейности и продольных складок.

Таким образом, в секторах I, II и III единая система продольных складок имеет различное погружение. Интересно выяснить структурный смысл линий 2—2 и 3—3 (см. рис. 1), разделяющих эти сектора. Первая соответствует линии общего антиклинального перегиба продольных структур. Строго говоря, это не линия, а зона, включающая серию мелких перегибов, которые в сумме и образуют общий перегиб складчатой структуры.

Иной структурный смысл имеет линия 3—3. Она согласна с простиранием продольной складчатости, но разделяет блоки с различным ее погружением. Судя по ориентировке линейности и шарниров складок, блок, отвечающий сектору II, опущен своим южным флангом относительно соседнего наподобие клавиши, т. е. линия 3—3 отвечает выходу на поверхность смещения шарнирного типа. Это смещение имеет характер послынного срыва по границе механически разнородных толщ.

Наиболее сложна и интересна складчатая структура в секторе IV. Это участок наиболее интенсивной поперечной складчатости. О масштабах ее проявления можно судить по диаграмме 7 (на рис. 1): около по-

<sup>1</sup> На рис. 1 показаны далеко не все перегибы в секторе II.

ловины замеров залеганий шарниров мелких складок попадает в квадраты северо-восточного простирания.

Главной структурой этого направления является Перевальская синформа, ось которой проходит по границе секторов I и IV. Морфологически наиболее отчетливо она проявлена в своей юго-западной части. Здесь крыло продольной Скалистой антиклинали образует отчетливую синформную складку, имеющую следующие элементы залегания: северо-западное крыло — азимут падения  $320^\circ$ ,  $\angle 65^\circ$ ; юго-восточное — азимут падения  $10^\circ$ ,  $\angle 40^\circ$ , осевая поверхность — азимут падения  $345^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$ , шарнир — азимут погружения  $65^\circ$ ,  $\angle 10-30^\circ$ . Эта складка прослеживается во все более сглаженной форме к северо-востоку, пересекая Скалистую антиклиналь, затем Асямовскую синклиналь, в сочетании с которой образует кольцевую Асямовскую структуру. Еще северо-восточнее, в крутостоящей гнейсовой толще, охваченной продольными складками первой группы, она почти теряет видимое выражение в плане.

Характер проявления Перевальской синформы и ее взаимоотношение с продольными складками видны на примере Асямовской структуры. Она не только детально закартирована с поверхности, но и разбурена семью структурными скважинами. Шарнир Асямовской синклинали юго-восточнее оси Перевальской синформы погружается к северо-западу. В месте пересечения синклинали и синформы он горизонтален, севернее резко воздымается, затем опрокидывается и далее к северу имеет перевернутое залегание с погружением на северо-запад под углами  $40-60^\circ$ , т. е. по падению северо-западного крыла синформы. В этом месте Асямовская синклиналь выглядит как антиклиналь, круто погружающаяся на северо-запад. В целом структура, возникшая в месте пересечения синклинали и синформы, похожа на очень глубокую опрокинутую к юго-востоку брахисинклиналь.

Линейность в пределах этой структуры повсеместно остается параллельной шарниру Асямовской синклинали, т. е. также перевернута в северо-западном опрокинутом крыле Перевальской синформы, где залегает следующим образом: азимут погружения  $330-350^\circ$ ,  $\angle 40-60^\circ$ . Но такое залегание линейности наблюдается не только здесь, оно вообще характерно для всего сектора IV (диагр. 8, на рис. 1). Следовательно, вся линейность северо-западного простирания, а значит, и шарниры всех продольных складок в этом секторе перевернуты.

Таким образом, на границе секторов I и IV продольные складки испытывают общий резкий перегиб шарниров до опрокинутого их залегания. Морфологически он ясно выражен в пределах Скалистой и Асямовской складок, но в крутостоящих крыльях продольных складок первой группы внешне не столь очевиден. Лишь тщательные наблюдения за погружением линейности (которое последовательно, с юга на север, меняется от пологого северо-западного через горизонтальное, затем юго-восточное и далее вертикальное до крутого северо-западного) позволяет установить, что шарниры этих складок также перевернуты. При этом антиклинали замыкаются центриклинально, а синклинали — периклинально. Устанавливается также, что перегибы шарниров продольных складок происходят не по одной линии, а по серии кулисообразно расположенных отрезков (рис. 1). Перевальская синформа является, таким образом, структурой собирательной, объединяющей ряд частных синклинальных перегибов, а ее ось (линия 1—1) является линией, объединяющей оси этих перегибов.

Характер проявления Перевальской синформы не оставляет сомнения в том, что это более поздняя по отношению к продольным складкам структура, возникшая как следствие их деформации. Она является проявлением наложенной поперечной складчатости. Вполне очевидно, что это же относится ко всем поперечным пликративным структурам. Следовательно, не только Перевальская синформа, но и все те пологие попереч-

ные перегибы линейности и шарниров складок, которыми изобилует остальная площадь, являются наложенными, а общий антиклинальный перегиб шарниров продольных складок по границе секторов I и II надо рассматривать как сопряженную с Перевальской синформой и одного с ней порядка антиформу («Центральную»). В результате последовательного проявления складчатости двух направлений сформировалась довольно сложная перекрестная структура (рис. 2). Опуская полный

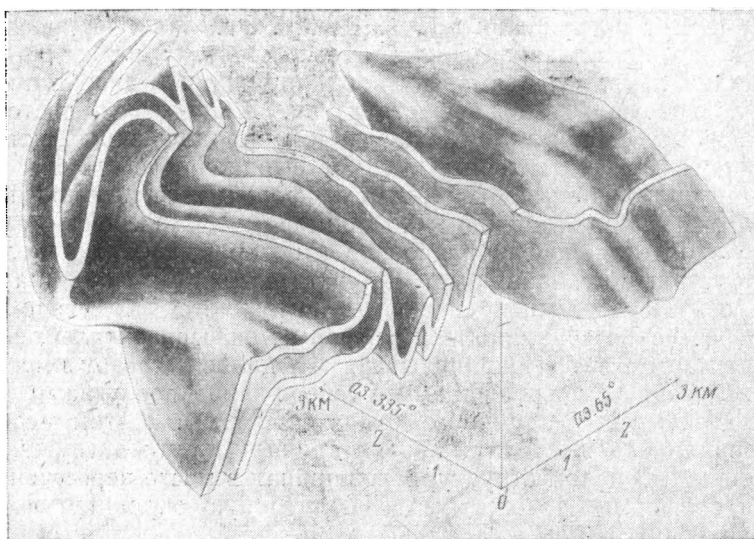


Рис. 2. Блок-схема складчатой структуры площади

анализ этой структуры, остановимся на главных особенностях проявления и анализе наложенной складчатости.

Специфичность наложенной складчатости заключается прежде всего в том, что в нее вовлекается не горизонтально-слоистая, а сложнодислоцированная предшествующей складчатостью толща. Это определяет зависимость различных форм проявления наложенной складчатости от положения в древней складчатой структуре. В пологих частях продольных складок повторное изгибание выражено наиболее отчетливо, но чем круче залегает толща, тем оно проявляется слабее, а в субвертикальных слоях практически отсутствует. Это видно на примере Перевальской синформы, которая гораздо резче выражена в изгибе пологих крыльев складок второй группы, чем крутостоящих первой. В то же время мы знаем, что продольные складки обеих групп здесь деформированы одинаково. Следовательно, по наблюдаемому изгибу слоев не всегда можно судить об истинной деформации. Иначе говоря, складки, возникающие при повторной складчатости, в общем случае характеризуются несовпадением осей координат, определенных по слоистости, с кинематическими осями (Елисеев, 1967). Такие «гетеротактические» складки, естественно, не могут быть использованы для установления кинематических осей наложенной деформации. Решение этой задачи возможно на основе анализа деформированной линейности (Елисеев, 1967; Горлов, 1967; Ramsay, 1960; Turner, Weiss, 1963). Так, рассеивание замеров линейности на диаграммах рис. 1 (если их совместить) по дуге большого вертикального круга свидетельствует о субгоризонтальном и поперечном положении средней оси *B* эллипсоида наложенной деформации. Ось *A* при этом была близка к вертикальной, соответственно ось *C* занимала продольное субгоризон-

тальное положение (имеются в виду главные оси деформации, отражающие общее поле напряжений).

С использованием первичной линейности возможно также построение геометрии наложенных складок. Речь идет о складках, образованных деформационной плоскостью, т. е. плоскостью, параллельной кинематическим осям *B* и *C* наложенной деформации (Миллер, 1970). Шарнирами наложенных складок являются линии перегибов линейности (в нашем случае шарниры горизонтальны), а воображаемая поверхность, образующей которой является шарнир, а направляющей — первичная линейность, будет поверхностью наложенной складки (рис. 3). Такая поверхность, несмотря на ее условность, имеет вполне реальный смысл, так как отражает действительную, а не видимую по слоистости, деформацию толщи.

Влияние первичной складчатой структуры обусловило резко дисгармоничный нелинейный характер поперечной складчатости. Наблюдается несоответствие в расположении, форме, размерах и числе наложенных складок в различных стратиграфических горизонтах, причем складки обычно непротяженны и, захватывая определенную пачку пород, иногда один слой резко обрываются в соседних. Таким образом, отдельные элементы слоистой толщи деформированы различно, т. е. имеют разный рисунок поперечной складчатости (рис. 3). По границам разносминаемых толщ неизбежно происходили послынные перемещения, направления которых при общем преобладании сдвиговой составляющей определялись различиями поперечных пликативных деформаций в смежных участках. Эти производные движения вызвали образование крутопогружающихся преимущественно поперечных мелких складок и линейности. Встречаются мелкие складки и линейности поперечного направления, образованные и за счет обычного механизма пластического волочения при формировании складок продольного изгиба. Тот и другой механизм кинематически очень сходны между собой и обычно дополняют друг друга. Следует подчеркнуть, что мелкие структурные формы, возникающие при наложенной складчатости, отражают, как правило, внутрислойные поля напряжений и не могут быть использованы непосредственно для установления общего поля напряжений.

В описываемой складчатости в качестве компетентных слоев выступают пласты гнейсов, по линейности в которых, собственно, и устанавливаются наложенные складки. Прослой мраморов играли роль пластичной смазки, по которой происходила разрядка послынных напряжений, вызванных несоответствием деформации разделяемых ею жестких пластов гнейсов. Таким образом, если в гнейсах наложенная складчатость носит характер продольного изгиба, то в мраморах, кроме того, значительным распространением пользуются деформации пластического волочения.

Характер наложенной складчатости во многом определяется слоистой текстурой толщи. На участках тонкого переслаивания гнейсов и мраморов (например, в секторе II) поперечные складки мелкие и многочисленны. В грубослоистых толщах они более протяженны и редки. На эту закономерность накладывается другая: с возрастанием крутизны наложен-

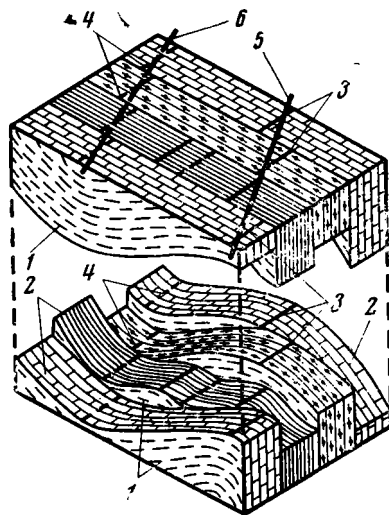


Рис. 3. Наложённая поперечная складчатость в крутопадающей слоистой толще (принципиальная блок-диаграмма)  
1 — линейность; 2 — поверхность наложенной складчатости; оси и шарниры наложенных складок: 3 — антиклиналей; 4 — синклиналей; 5 — ось антиформы; 6 — ось синформы



ных складок увеличивается их протяженность. Это видно из сравнения складок Центральной антиформы и Перевальской синформы.

Наложённые складки в совокупности образуют три крупные структуры: Перевальскую синформу, Центральную антиформу и антиформу на юге сектора I. Масштабы последней неясны, возможно, это ветвь Центральной антиформы. Все эти структуры представляют суммарный результат множества наложенных складок и отражают общее изменение на площади погружений продольных складок. О них можно говорить и писать, но показать на карте удастся лишь условно в виде линий, усредняющих оси наложенных складок. Эти своеобразные структуры, кинематическая суть которых далеко не ясна, нельзя назвать складками, поэтому мы употребляем более нейтральные термины анти- и синформа. Как видно (рис. 1), их оси не совпадают по направлению с осями наложенных складок и ориентированы самым различным образом. Однако улавливается и некоторая закономерность, заключающаяся в следующем: чем положе (т. е. более раскрыта) структура и чем круче залегает толща, на которую она наложена, тем больше ее ось отклонена от поперечного направления. Следовательно, ориентировка рассматриваемых структурных форм в какой-то мере подчиняется древней складчатой структуре.

Таким образом, формы проявления наложенной складчатости весьма разнообразны по масштабам, морфологии и механизму образования. Среди них ведущее место занимают наложенные складки как основные структурные элементы рассматриваемой складчатости, отражающие истинный характер наложенной деформации.

Изложенное во многом принципиально отличается от прежних представлений о характере проявления поперечной складчатости на Слюдянке. Прежде всего ясно, что поперечную складчатость нельзя объяснить ундуляцией шарниров продольных складок. В то же время сторонниками концепции наложенной складчатости (Шаманский, 1938; Роненсон, 1960) она была сведена лишь к пологому поперечному изгибанию слоев, т. е. за наложенные принимались по существу гетероактические складки. Тем самым создавалось неверное представление о характере деформации при наложенной складчатости. Ошибочность подобных построений вытекает, на наш взгляд, из стремления рассматривать деформацию не толщи в целом, а лишь отдельно взятых слоев, поверхность которых якобы и является деформационной плоскостью. Такой подход в итоге приводит к рассуждениям «о жесткой конструкции» ребристой складчатой поверхности, неспособной к повторному изгибу, используемым в качестве аргумента для отрицания наложенной складчатости (Шерман, 1969).

Проблема наложенной складчатости имеет не только общегеологический интерес, она приобретает особую важность в связи с вопросами флогопитоносности Слюдянского района. Установлено, что поперечная складчатость сыграла решающую роль в формировании флогопитоносного поля и явилась главным фактором локализации промышленных скоплений флогопита. Этот вопрос рассмотрен нами ранее (Резницкий, Васильев, 1971). Здесь лишь отметим, что главные промышленные месторождения флогопита отчетливо тяготеют к осевой части Центральной антиформы.

Пока неясно, насколько оторваны во времени (и оторваны ли) продольная и поперечная складчатость. Несомненно, что первая связана с прогрессивным региональным метаморфизмом пород слюдянской подсерии. С другой стороны, установлено (Резницкий, Васильев, 1971), что интрузии гранит-пегматитов «слюдянского» типа, связанные с заключительной регрессивной стадией регионального метаморфизма, синорогенны со складчатостью северо-восточного направления. Таким образом, вопрос о возрасте той или иной складчатости определится при решении вопроса о возрасте метаморфических и магматических пород района.

## Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Г з о в с к и й М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III, IV. Изд-во АН СССР, 1963.
- Г о р л о в Н. В. Структура Беломорид. «Наука», 1967.
- Е л и с е е в Н. А. Основы структурной петрологии. «Наука», 1967.
- М е й с т е р А. К. Предварительный отчет о результатах исследований в районе Слюдянки в 1914 г.— Изв. геол. комитета, 1915, т. 34, № 5.
- М и л л е р Ю. В. О складчатой деформации плоскостей, ориентированных под углом к оси вращения, при складкообразовании.— В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. «Наука», 1970.
- Р е з н и ц к и й Л. З., В а с и л ь е в Е. П. Геолого-структурный контроль Слюдянского флогопитового жильного поля.— В кн.: V конференция молодых научных сотрудников (тезисы докладов). Иркутск, 1971.
- Р о н е н с о н Б. М. Структура Слюдянского месторождения флогопита.— В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.
- С м и р н о в С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья.— В сб.: Материалы по общей и прикладной геологии, 1928, вып. 83.
- Ч у л к о в Н. Т., Я н ч у к о в с к и й В. Н. Геологические структуры и вопросы прогноза флогопитоносности в Слюдянском районе.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ш а м а н с к и й Л. И. Поперечная складчатость.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, № 4.
- Ш а ф е е в А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. «Наука», 1970.
- Ш е р м а н С. И. Тектонофизические условия формирования структуры Слюдянского флогопитоносного поля.— В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. «Наука», 1969.
- Ш у р к и н К. А. Генетические типы мелких складчатых деформаций в гнейсах и мигматитах и их значение для структурного картирования.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. «Наука», 1964.

Институт земной коры  
СО АН СССР  
Иркутск

Статья поступила  
28 декабря 1971 г.

УДК 551.242.5(470.13)

Н. М. МОКРУШИН, Б. И. ТАРБАЕВ

**СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ОБЛАСТИ В СВЕТЕ  
ПОСЛЕДНИХ ДАННЫХ БУРЕНИЯ И ГЕОФИЗИКИ**

Новейшие данные бурения и геофизики подтверждают рифейский возраст фундамента северо-востока Тимано-Уральской области. Разломами, совпадающими в плане с дислокациями гряды Чернышева, рифейский фундамент расчленен на относительно приподнятую северо-западную и относительно опущенную юго-восточную зоны. В первой из них различаются грабенообразные впадины с характерными поперечными поднятиями-перезимами и выступы общего северо-западного простирания. Грабенообразным впадинам в осадочном чехле отвечают положительные тектонические сооружения — мегавалы и валы, выступам — впадины.

Сведения о тектонике северо-восточного угла Русской платформы в последние годы в связи с открытием в его пределах ряда промышленных месторождений нефти и газа существенно пополнились. Региональные и площадные сейсморазведочные работы и глубокое бурение дали обильный материал для суждения о его глубинном строении и позволили оценить степень достоверности тектонических схем, составленных ранее исключительно по данным региональных гравиметрических и магнитных съемок.

До последнего времени на состав и возраст фундамента территории, расположенной к востоку от Печоро-Кожвинского мегавала, имелись две относительно равноправные точки зрения. Согласно первой из них, нашедшей отражение в работах В. С. Журавлева и Р. А. Гафарова (1959), Р. А. Гафарова (1961, 1963), В. С. Журавлева (1965) и В. А. Дедеева (1965) в пределах Большеземельской тундры распространен рифейский складчатый фундамент. При этом считается, что линейные магнитные и гравитационные аномалии Большеземельской тундры обусловлены вещественной неоднородностью фундамента, связанной с различием плотности и намагниченности пород в синклинальных и антиклинальных зонах. Названные выше авторы полагали, что полосчатая конфигурация гравимагнитных полей является отражением складчатого строения фундамента, возраст которого по аналогии с выходами доуралид в составе Уральской складчатой системы оценивается как рифейский. Они допускали, что к востоку от глубинных разломов Печоро-Кожвинского мегавала распространена эвгеосинклинальная зона рифейской геосинклинали, а к западу — ее миогеосинклинальная зона. По мнению В. С. Журавлева и Р. А. Гафарова, между широким полем отрицательных магнитных аномалий, охватывающим западную часть Печорской низменности, и рифейскими сланцами, обнаженными на Тимане и вскрытыми скважинами в Печорской впадине, существует прямая связь, свидетельствующая о региональном развитии этих типичных миогеосинклинальных формаций. Представления о рифейском фундаменте Печорской синеклизы, включающей характерную геосинклинальную пару (мио- и эвгеосинклинали) с северо-западным простиранием структур, являются сложной и в то же время логичной системой взаимоувязанных фактов и предположений.

Вторая точка зрения, впервые высказанная А. П. Карпинским (1919) и энергично поддерживаемая З. И. Цзю (1964), сводится к признанию существования в пределах Большеземельской тундры жесткой глыбы, сложенной архейскими образованиями и представляющей собою южную часть так называемой плиты Баренции. Основным аргументом в пользу подобной трактовки возраста фундамента у современных сторонников этой точки зрения также служил сравнительный анализ гравимагнитных полей Большеземельской тундры, которые сопоставлялись с полями внутренних районов Русской плиты, в частности с гравимагнитными полями Камского свода. В качестве дополнительных соображений, якобы подтверждающих наличие жесткой глыбы, сторонники ее существования привлекали общегеологические соображения, вытекающие из характера пространственного взаимоотношения плит и геосинклиналей. Так, З. И. Цзю полагал, что между Большеземельской глыбой и Русской платформой располагалась так называемая Тимано-Печорская внутриконтинентальная геосинклиналь.

Большую работу по изучению структуры поверхности фундамента проделала М. А. Осада (1968). Материал, накопленный во время крупномасштабных гравиметровых и аэромагнитных съемок, вместе с данными электроразведки методами теллурических токов (ТТ) и магнитотеллурического профилирования (МТП) был использован ею для оценки вероятных глубин залегания фундамента. М. А. Осада полагала, что сгущения изоаномал силы тяжести и их совпадение с линейными магнитными аномалиями свидетельствуют о существовании в фундаменте разрывных нарушений. Эти разломы расчленяют фундамент на отдельные блоки, характеризующиеся различным геологическим строением, историей развития и степенью проявления магматизма. Среди структурных зон-блоков М. А. Осада выделила Большеземельский приподнятый блок, Хайпудырский и Денисовский опущенные блоки, разделенные системами разломов. По ее данным, Колвинская система разломов проходит между Большеземельским и Денисовским блоками, а Паханческо-Кочмеская — между Большеземельским и Хайпудырским блоками.

Первые достоверные сведения о характере поверхности фундамента были получены в результате сейсморазведочных работ корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) в нижнем течении р. Печоры и затем вдоль р. Колвы. Эти работы показали достаточную сходимость результатов сейсморазведки методом КМПВ и методом отраженных волн (МОВ) при исследовании поверхности фундамента и подтвердили предположение о том, что один из глубоких отражающих горизонтов, а именно горизонт VI, отвечает поверхности фундамента. Совпадение отражающего горизонта VI с поверхностью фундамента было подтверждено также бурением. Для значительной площади, где глубинность исследований сейсморазведкой МОВ оказалась достаточной, появилась возможность комплексной интерпретации всего геофизического материала, на этот раз уже в количественном плане путем установления корреляции между интенсивностью гравимагнитных полей и глубиной залегания горизонта VI.

В общих чертах методика определения глубин до фундамента, примененная в Ухтинском геологическом управлении по инициативе К. А. Кривцова, сводилась к следующему. С учетом структурных построений на подошве верхнего терригенного комплекса (кровля карбонатов нижней перми — карбона) и по подошве доманика производилось исключение влияния осадочного чехла на наблюдаемое гравитационное поле с использованием ЭВМ «Минск-22». В последующем устанавливалась связь остаточного гравитационного поля с имеющимися отметками фундамента по данным бурения и сейсморазведки. По установленному таким образом коэффициенту связи для отдельных характерных текто-

нических зон вычислялись отметки глубины залегания поверхности фундамента с точностью  $\pm 0,2$  км, что послужило основанием для составления структурной карты с сечением стратоизогипс 0,5 км (рисунок, см. вклейку к стр. 80). Следует отметить, что для западного участка этой карты около 40% от общего количества вычисленных точек составляют точки по сейсморазведочным данным.

На территории к востоку от гряды Чернышева стратоизогипсы проведены через 1 км. Массовое определение глубин до поверхности фундамента по данным гравиметрии здесь не проводилось из-за отсутствия данных об истинной глубине ее залегания, необходимых для сравнения с расчетными данными. В пределах этой территории определено несколько точек, с помощью которых и с учетом структурного плана, выявленного по отражающим горизонтам в осадочном чехле, построена структурная карта поверхности фундамента. Естественно, что ее достоверность существенно меньшая.

Разрывные нарушения нами выделены с учетом данных сейсморазведки, которые позволяют наметить ряд разрывов в осадочном чехле. При этом мы руководствовались следующими признаками: если участкам установленных нарушений, флексурным перегибам, зонам локальной потери корреляции отражений в осадочном чехле соответствовали линии повышенных градиентов на карте остаточных гравитационных аномалий и аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$ , то на карте рельефа поверхности фундамента вдоль них трассировались разрывные нарушения в фундаменте. Мы допускали, что по ним контактируют смежные блоки фундамента, вертикальные подвижки которых обусловили наличие флексуобразных перегибов и нарушений сплошности в осадочном чехле.

Даже беглый анализ карты поверхности фундамента (рисунок) показывает, что северо-восточная часть Тимано-Уральской области отчетливо делится на северо-западную, относительно приподнятую, и юго-восточную, относительно опущенную части. Сочленение приподнятой и опущенной ее частей происходит по гребневидному выступу, который в плане на значительном протяжении совпадает с дислокациями гряды Чернышева. В то же время анализ карт трансформированного гравитационного поля показывает, что дислокации осадочного чехла, отвечающие южной части этой гряды, имеющей меридиональное простирание, не находят сколько-нибудь значительного отражения в структуре по поверхности фундамента. Региональные сейсмические профили, которые пересекали южную часть гряды Чернышева, подтверждают, что фундамент здесь залегает на очень большой глубине под блоками нижнепалеозойских пород, выведенных на дневную поверхность. Опущенная зона в плане совпадает с Косью-Роговской и Большесынинской впадинами Предуральского краевого прогиба. Глубины залегания фундамента в опущенной зоне колеблются от 7 до 12 км, а приподнятой — от 5 до 8 км.

Поверхность опущенной зоны представляется менее расчлененной. В ее пределах обособляется ряд крупных поднятий (Кочмесское, Неченское, Берганты-Мыльское, Прилемвинское) и опусканий (Лек-Нерцетинское, Пальникшор-Святинское, Усино-Лемвинское, Ерапышеньельское). Размеры поднятий достигают 10—80×10—20 км, а превышения над соседними опусканиями — 4—5 км, причем в пределах последних глубина залегания поверхности фундамента составляет 10—12 км. Поднятия и опускания обычно имеют вытянутую форму и ориентированы параллельно простиранию Уральского хребта.

Приподнятая зона обладает отчетливым блоковым строением. В ее пределах имеются четыре блока, вытянутых в северо-западном направлении: Печоро-Кожвинская грабенообразная впадина, Колво-Печорский выступ, Колвинская грабенообразная впадина и Большеземельский выступ.

**Печоро-Кожвинская грабенообразная впадина** по существу является большим сложнопостроенным грабеном, которому в платформенном чехле отвечает Печоро-Кожвинский вал. Днище грабена разделено разломами на приподнятые и опущенные блоки-ячей. Крупный разрыв, составляющий западный борт этого грабена, обычно рассматривается как глубинный разлом, разграничивающий мио- и эвгеосинклинальную зоны рифейского складчатого фундамента. Амплитуда опускания грабенообразной впадины относительно ее бортов составляет 1—3,5 км. Глубина залегания поверхности фундамента в пределах отдельных блоков колеблется от 4,5 до 8 км. Среди приподнятых блоков прежде всего обращает внимание серия поднятий, протягивающихся вдоль западного борта Печоро-Кожвинской впадины. В ее крайней северо-западной части обособляется Выдшорское поднятие (55×10 км). К юго-востоку от него расположены Среднешапкинское (30×7 км) и Мутно-Материиковое (60×15 км) поднятия. Самым юго-восточным из этих равновысоких и кулисообразно заходящих друг за друга поднятий, разделенных узкими пережимами, является Ронаельское (23×10 км). Западнее системы приподнятых блоков наблюдается полоса локальных опусканий, перемежающихся с небольшими выступами. Наиболее значительным по размерам опущенным блоком является Пятейское опускание с глубиной залегания поверхности фундамента до 6 км. Далее на юго-восток намечается постепенное погружение поверхности фундамента до глубины 7—8 км. Опущенные блоки имеют разнообразную ориентировку, однако преобладающей является северо-западная. Они разделены узкими поднятиями-пережимами, воздымающимися над днищами соседних впадин на 0,5—1 км.

**Колво-Печорский выступ** состоит из системы вытянутых согласно с его простираем блоков, приподнятых и опущенных относительно друг друга. В платформенном чехле ему отвечает Денисовский мегапрогиб. Глубина залегания поверхности фундамента в его пределах колеблется от 5 до 7 км. На северо-западе выступа обособляется крупный блок фундамента, которому отвечает крупная положительная структура — Шапкино-Юряхинский вал. Этот приподнятый блок осложнен несколькими локальными вершинами. С приподнятым блоком фундамента соседствует с востока глубоко опущенный блок, узкий, вытянутый параллельно простираению выступа, с глубиной залегания поверхности фундамента до 6,5 км. В пределах этого опущенного блока выделяются три локальные опускания. В центральной части межразломного выступа обособляется протяженное грядобразное поднятие (200×25 км), состоящее из нескольких локальных вершин, насаженных на единый цоколь, с глубиной залегания поверхности фундамента от 5 до 5,5 км. Данные сейсморазведки свидетельствуют, что локальным выступам фундамента отвечают положительные структуры осадочного чехла.

**Колвинская грабенообразная впадина** во многом подобна Печоро-Кожвинской, однако она меньше ее по размерам (как в плане, так и по амплитуде) и значительно проще по строению. В платформенном чехле ей отвечает Колвинский мегавал. В ее пределах обособляются Усинский и Харьягинский опущенные блоки и Возейско-Южно-Харьягинский, Ярейюский и Хыльчюуский приподнятые блоки.

Усинский и Харьягинский опущенные блоки представляют собой грабен, разделенный поперечным поднятием — Возейским приподнятым блоком с двумя вершинами, одной из которых является Южно-Харьягинское поднятие. Глубина залегания поверхности фундамента на опущенных блоках равна 7—8 км, тогда как на Возейском выступе она не превышает 4—5 км. Размеры Усинского и Харьягинского опущенных блоков соответственно составляют 90×15—20 и 220×40—45 км, собственно Возейского — 35×10 км, а его второй вершины — 30×10 км. Превышение Возейского поднятия над днищами опущенных блоков достигает 2 км.

Так же как и в Печоро-Кожвинской грабенообразной впадине, приподнятые и опущенные блоки располагаются относительно друг друга кулисообразно.

**Большеземельский выступ** располагается между Колвинской грабенообразной впадиной на западе и Мореюской впадиной на востоке. В осадочном чехле над ним расположена обширная Хорейверская впадина. На юго-востоке этот выступ ограничен Цильегорским опусканием, которое отделяет его от гряды Чернышева, а на севере он уходит в акваторию Печорского моря. Большеземельский выступ протягивается в длину на 300 км при ширине около 100 км. Он является весьма пологим и по степени расчлененности поверхности фундамента существенно отличается от Денисовского выступа. Перепады глубин залегания поверхности фундамента в его пределах изменяются от 0,5 до 1 км, однако они происходят на значительной площади, свидетельствуя о весьма сглаженном рельефе фундамента. В пределах Большеземельского выступа выделяется ряд поднятий и опусканий, которым в платформенном чехле отвечают поднятия (Колвовисское, Макарихинское, Салюкинское, Усино-Кушшорское, Хоседаюское и др.) и впадины. В отличие от грабенообразных впадин, где очертания осложняющих их поднятий-блоков подчинены общему простиранию впадин, поднятия, обособляющиеся в пределах Большеземельского выступа, не имеют определенной ориентировки, хотя преобладающей все же является северо-западная.

К северо-востоку от Большеземельского выступа намечается несколько впадин, отделенных друг от друга тектоническими ступенями и выступами. К их числу относятся Мореюская впадина и Верхне-Адзвинское опускание, разделенные поднятием Гамбурцева, и поднятие Чернова, которое отделяет Верхне-Адзвинское опускание от Коротайхинской впадины.

**Мореюская впадина** ограничивает Большеземельский выступ с северо-востока и протягивается от поднятия Чернышева до Печорского моря. Размеры ее составляют 200×40 км, а амплитуда погружения относительно Большеземельского выступа и расположенного к северо-востоку от нее поднятия Гамбурцева равна 1,5 км. Мореюская впадина состоит из двух опусканий (котловин), северное из которых не замкнуто и, видимо, продолжается дальше в море. Максимальная глубина до поверхности фундамента в пределах впадины равна 7,5 км.

**Поднятие Гамбурцева** фиксируется несколько повышенным залеганием фундамента в его пределах относительно смежных с ним впадин и отдельно от них разломами, амплитуда которых не превышает 0,5 км. Поверхность фундамента в его пределах залегает на глубине 6 км.

**Верхне-Адзвинское опускание** является опущенным блоком фундамента. Размеры его достигают 100×30—40, а амплитуда прогибания равна 1 км. В платформенном чехле ему соответствует Верхне-Адзвинская впадина.

**Поднятие Чернова** по отношению к смежным структурам является высоко поднятым блоком, ограниченным разломами северо-западного простираня. Максимальная глубина залегания поверхности фундамента в его пределах равна 2 км, а размеры изученной части равны 120×15 км. Амплитуда его юго-западного граничного разлома составляет 4 км, а северо-восточного не превышает 1,5 км.

Как видно из изложенного, новые данные существенно уточняют прежние представления о рельефе поверхности фундамента территории, расположенной к востоку от Печоро-Кожвинского мегавала. Вопреки высказывавшемуся мнению о погруженном залегании фундамента в Денисовском прогибе между Печорской и Колвинской системами разломов исследования последних лет выявили здесь Колво-Печорский выступ фундамента. Вместо предполагавшегося выступа фундамента в

основании Колвинского мегавала вырисовывается Колвинская грабенообразная впадина, осложненная поперечными перемычками.

Новые данные с еще большей очевидностью показали, что подавляющее большинство неровностей фундамента определено блоковыми движениями по разломам. Среди последних наиболее значительными по амплитуде и протяженности являются разломы, проходящие вдоль бортов грабенообразных впадин. Столь же значительным, а возможно, даже еще более крупным оказывается разлом, контролирующий положение гряды Чернышева. Крупноамплитудные разломы имеют либо северо-западное (тиманское) либо северо-восточное (уральское) простирание. Разломы меньшего масштаба, меньшей протяженности и амплитуды также группируются в несколько систем, причем среди них наиболее отчетливо выражены разломы запад-северо-западного, субмеридионального и восток-северо-восточного направления. Последние обычно проходят перпендикулярно по отношению к основным разломам, намечающим борта грабенообразных впадин, а разломы запад-северо-западного и субмеридионального простирания часто являются секущими по отношению к основным разломам. Амплитуды еще более мелких разломов невелики, и в силу этого они не всегда поддаются выявлению при интерпретации гравимагнитных полей и их трансформации. Секущие, так же как и перпендикулярные, разломы определяют ячеистое строение грабенообразных впадин, намечая в их пределах системы блоков-клавишей с различной глубиной залегающих поверхностей фундамента. При возникновении секущих и перпендикулярных к основным разломам связь между отдельными блоками фундамента становится ослабленной, и они получают некоторую «свободу» перемещения.

Нынешний этап исследования фундамента северо-восточного внешнего угла Русской платформы отличается от предшествующего тем, что геологи теперь впервые располагают конкретными данными о вещественном составе фундамента. Бурение на Воейском поднятии показало, что фундамент в пределах Колвинской грабенообразной впадины сложен дислоцированной слоистой толщей, состоящей из кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров с прослоями хлорито-серицито-кварцевых сланцев. По мнению ведущих петрографов и литологов региона — А. Д. Миклухо-Маклая и Л. И. Филипповой, эти образования по петрографическому составу и текстуре весьма близки к отложениям верхов маньинской свиты — верхнего члена комплекса доуралид в составе Уральской складчатой системы. Этот важный факт свидетельствует в пользу точки зрения В. С. Журавлева и Р. А. Гафарова, а также тех исследователей, которые вслед за ними допускали рифейский возраст фундамента Большеземельской тундры. Конечно, можно оспаривать аргументацию выше-названных исследователей, отрицать связь магнитных аномалий Большеземельской тундры с магнитными максимумами Урала, ссылаясь на выводы В. В. Большакова об отсутствии значительной намагниченности в рифейских породах Урала, не соглашаться с утверждениями о наличии северо-западных простираний в рисунке магнитных аномалий, приуроченных к допалеозойским формациям Урала. Однако нельзя не считаться с очевидными фактами, к каковым относятся несвойственная для эпикарельской Русской плиты крупноамплитудная раздробленность фундамента, единство линеаментов, нашедшее выражение в общем северо-западном простирании структур поверхности фундамента и платформенного чехла Большеземельской тундры и, наконец, состав пород фундамента. Понятно, что если бы фундамент был вскрыт не единственной скважиной, а несколькими, то вопрос о его составе и возрасте был бы снят с повестки дня. Однако пока такие скважины еще не пробурены, время для окончательного решения этого вопроса еще не наступило.



## Литература

- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 1.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 85.
- Дедеев В. А. Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной области.— Тр. VI геол. конф. Сыктывкар, 1965.
- Журавлев В. С. Сравнительный анализ структурного положения, внутреннего строения и перспектив нефтегазоносности Печорской экзогенальной впадины.— Тр. VI геол. конф., Сыктывкар, 1965.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России, Петроград, 1919.
- Осада М. А. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным.— Геотектоника, 1968, № 1.
- Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции.— В сб.: Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР, вып. 1, М., «Недра», 1964.

Ухтинское территориальное  
геологическое управление

Статья поступила  
29 ноября 1971 г.

---

Светлой памяти  
Всеволода Сергеевича Журавлёва

А. А. СВИТОЧ, Ю. А. КУБЛИН

## УЛЬТРАКОМПЕНСАЦИОННЫЕ МУЛЬДЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ВОЗМОЖНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В Прикаспийской впадине установлен ряд компенсационных мульд с аномально увеличенными мощностями выполняющих их осадков, превышающими разрез аналогичных образований в смежных межкупольных участках в 2—10 раз и более. Такие мульды предлагается называть ультракомпенсационными. Формирование их, по-видимому, следует связывать с повышенным сопротивлением пород, окружающих соль, ее подъему. По мере накопления определенных деформаций в соли в какое-то время происходит их разрешение. Быстрое истечение соли вверх по штоку сопровождается энергичным ее оттоком из смежных с куполом участков, что и фиксируется резким увеличением мощности осадков, компенсирующих ушедшую в соляной массив купола соль.

Компенсационные мульды широко развиты в Прикаспийской впадине и весьма разнообразны по строению и характеру распределения мощностей по разрезу. В. С. Журавлев (1966, 1968, 1971) среди компенсационных мульд по положению относительно соляного массива выделял вдавненные и сопряженные структуры. Первые вписываются в контуры вершин соляных массивов, вторые прислонены к склонам куполов. Характерной чертой компенсационных структур является относительно большая мощность выполняющих их осадков, обычно превышающих мощность одновозрастных образований в смежных межкупольных пространствах в 1,3—1,5 раза. Более двадцати лет назад на правобережье нижнего течения р. Урал, между куполами Сугур и Новобогатинск, сейсморазведкой методом отраженных волн (МОВ) была обнаружена глубоко погруженная Новобогатинская (Жалтырская) компенсационная мульда с резко увеличенной мощностью плиоценовых отложений. Данные сейсморазведки вскоре подтвердились бурением структурно-поисковых скважин; так в скв. 126 в интервале 460—465 м были пройдены бакинские, в интервале 515—1795 м — апшеронские, в интервале 1850—1901 м — акчагыльские осадки (Авров и др., 1965). По материалам сейсмопрофиля XI, в наиболее прогнутой части мульды, у южного склона купола Сугур, подошва акчагыльского яруса, возможно, располагается на глубине порядка 3,5 км. Аномально высокие мощности верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, превышающих нормальный разрез этих осадков в 4—10 раз, вызвали сомнение у части геологов (Казаков и др., 1962) в правильности интерпретации первичных геолого-геофизических материалов и возможности образования такого рода структур. В настоящее время подобные структуры установлены в других частях Прикаспийской впадины (рис. 1).

Муратсайская сопряженная компенсационная мульда расположена восточнее оз. Эльтон на западном крыле одноименного купола. По данным бурения, проведенного трестом «Союзбургаз», и сейсморазведки

МОВ, в этой мульде подошва палеогеновых отложений (I отражающий горизонт) зафиксирована на глубине более 2400 м. Мощность верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, выполняющих мульду, равна 500—600 м, а палеогеновых — 1800—2000 м. В смежных межкупольных участках мощность отложений палеогена равна 500—800 м. Таким образом, мощность палеогена в мульде увеличена в 2—3 раза.

Акмайская вдавленная компенсационная мульда находится в нижнем течении р. Малый Узень, по внутреннему периметру подковообразного купола Акмай, прижавшись к его северному краю на своде соляного массива Акмай-Айсамечеть. Эта мульда выявлена сейсморазведкой МОВ, по данным которой горизонт «А» (подошва верхнего плиоцена) фиксируется на глубине 1050 м, и подтверждена скв. 8-оц, пробуренной трестом «Союзбургаз». Скважина прошла 1000 м по породам верхнего плиоцена и на глубине 1040 м вскрыла отложения майкопа. По сравнению с обычной мощностью верхнеплиоценовых отложений мощность их в Акмайской мульде увеличена более чем вдвое. Интересно, что гипсометрическое положение более низких сейсмогоризонтов примерно соответствует глубине их залегания в смежных межкупольных зонах. Так, I отражающий горизонт (подошва палеогена) располагается на отметках около 1400 м, а III (подошва неокома) — на глубине 1800 м (рис. 2). Таким образом, в Акмайской вдавленной компенсационной мульде отмечена увеличенная мощность верхнеплиоценовых отложений и относительно сокращенный разрез нижележащих отложений палеогена и мела.

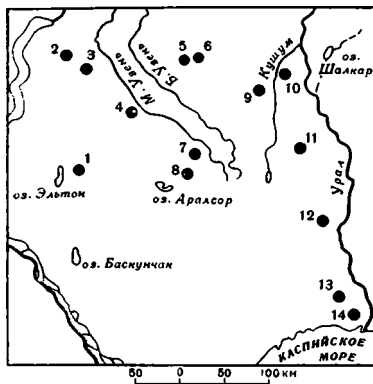


Рис. 1. Схема расположения ультракомпенсационных мульд в западной части Прикаспийской впадины

Ультракомпенсационные мульды: 1 — Муратсайская, 2 — Водянская, 3 — Петропавловская, 4 — Сазандинская, 5 — Бурдинская, 6 — Карасбанская, 7 — Акмайская, 8 — Бистаусорская, 9 — Константиновская, 10 — Кожехаровская, 11 — Санкебайская, 12 — Тукбайская, 13 — Новобогатинская (Жалтырская), 14 — Чернореченско-Каменная

Сазандинская вдавленная компенсационная мульда расположена на правом берегу р. Малый Узень. Она выявлена сеймопрофилем III—E ВНИИ-геофизика на соляном массиве между вершинами куполов Казталовка и Сазанды и подтверждена структурными скв. 203 и 213, пробуренными трестом «Союзбургаз». Эта мульда асимметрична и имеет крутое крыло, примыкающее к куполу Сазанды. В наиболее прогнутой части мульды подошва отложений палеогена опущена на глубину около 2500 м, а мощность их около 2000 м.

Тукбайская вдавленная компенсационная мульда находится на правом берегу р. Урал в полукольце куполов Барханный и Бектеньоба. Она имеет весьма сложное строение, причем ее наиболее прогнутая часть прижата к северному склону купола Бектеньоба. Здесь III отражающий горизонт, соответствующий мергелям среднего миоцена (Васильев и др., 1968), прослеживается на глубине 3600 м. В скважине П-24, пробуренной на северном крыле мульды, вскрыт мощный разрез отложений кайнозоя. На кривой осадконакопления (рис. 3), построенной по материалам Тукбайской параметрической скважины в масштабе абсолютной геохронологии (Рубинштейн, 1963), видно, что наиболее интенсивное прогибание мульды, соответствующее времени ее формирования, фиксируется в среднем-позднем эоцене, олигоцене и миоцене, когда накопились отложения мощностью соответственно 761, 482, 789 и 1018 м (Васильев и др., 1968).

Кроме перечисленных глубоких сопряженных и вдавленных компенсационных мульд в западной части Прикаспийской впадины выделяется ряд аналогичных, либо близких по особенностям строения структур (см. рис. 1). К ним относятся компенсационные мульды Водянская, Петропавловская, Бурдинская, Карасбанская, Бистаурская, Константиновская, Кожехаровская, Санкебайская, Чернореченско-Каменная. В их пределах отмечена резко увеличенная мощность либо палеогеновых, либо верхнеплиоценовых образований. Последние данные сейсморазведки методом регулируемого направленного приема (МРНП) и, в частно-

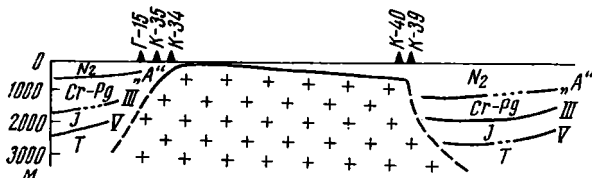


Рис. 2. Схематизированный сейсмогеологический профиль 3-Акмай, «Казахстаннефтегеофизика»

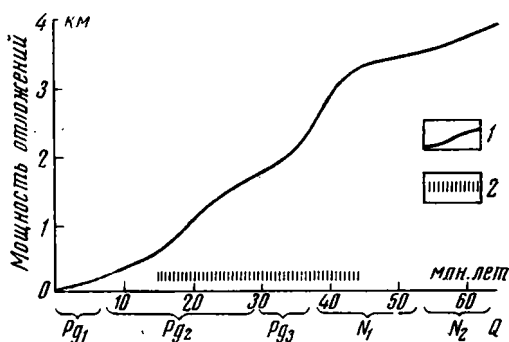


Рис. 3. Кривая осадконакопления для Тукбайской ультракомпенсационной мульды.

1 — кривая осадконакопления; 2 — время формирования мульды

сти, данные профиля СХI «Спецгеофизики» позволяют предполагать существование таких структур по мезозойским и верхнепермским отложениям.

Глубоко погруженные сопряженные и вдавленные компенсационные мульды характеризуются следующими чертами строения.

1. В их контурах определенная часть отложений имеет аномально увеличенную мощность, превышающую нормальный разрез одновозрастных образований в соседних межкупольных зонах в 2—5 раз и более. Стратиграфический диапазон отложений повышенной мощности в мульдах обычно варьирует от ярусов (Акмайская мульда) до нескольких отделов (Тукбайская мульда). Время накопления этих отложений исчисляется от сотен тысяч — первых млн. лет до десятков млн. лет.

Скорость прогибания этих структур весьма значительна (см. таблицу). При сравнении ее со скоростями подъема ряда активных куполов междуречья Урала и Волги (Свиточ, 1965) выявляется резкое превышение скорости прогибания мульд над скоростями роста куполов — до 10 и более раз.

2. В составе выполняющих данные мульды отложений сокращены мощности нижней части разреза. Эту особенность можно проиллюстрировать на примере рассмотренной выше Акмайской мульды (рис. 2).

3. Рассматриваемые мульды приурочены либо к куполам подковообразной или кольцеобразной формы в плане, либо находятся на своде соляного массива между двумя близко расположенными его вершинами, тесно прижимаясь к штокам соли по внутреннему периметру куполов. Площадь мульд относительно невелика (100—200 км<sup>2</sup>) и всегда меньше площади смежных с ними соляных штоков.

Таблица сравнительных скоростей опускания мульд и роста куполов в мм/год

Время		Мульда Новобогатинская (Жалтырская)	Мульда Тукбайская	Купол Аралсор	Купол Таловка	Купол Баскунчак
Четвертичное		1,2	0,11	—	—	0,2
Плиоцен (верхний)	Апшеронское	0,3	0,09	—	0,05	—
	Акчагыльское	0,3	0,02	0,04	—	—
Миоцен	поздний-средний	—	0,03	—	—	—
	ранний	—	0,14	—	—	—
Олигоцен	поздний	—	0,13	—	—	—
	ранний	—	0,07	—	—	—
Эоцен	поздний	—	0,07	—	—	—
	средний	—	0,11	—	—	—
	ранний	—	0,03	—	—	—
Палеоцен	поздний	—	0,04	—	—	—
	ранний	—	—	—	—	—

4. Мульды эти обычно асимметричны, причем их крутые крылья часто контактируют по сбросам с отвесными, либо с подвернутыми склонами соляных штоков.

5. Мульды обычно приурочены к активным куполам и зонам наибольших региональных прогибаний. Все отмеченные выше структуры расположены на междуречье Урала и Волги, — территории, испытавшей в кайнозое интенсивное опускание. Отсюда весьма вероятной становится возможность обнаружения мезозойских и верхнепермских компенсационных мульд в районах повышенной мощности отложений мезозоя и верхней перми.

Большинство из отмеченных черт строения глубоко погруженных сопряженных и вдавленных мульд в общем характерно для компенсационных структур вообще, частной разновидностью которых они являются. От обычных компенсационных мульд рассматриваемые структуры отличаются лишь аномально высокими мощностями выполняющих их отложений.

Исходя из сказанного, сопряженные и вдавленные мульды типа Новобогатинской (Жалтырской), Акмайской и Муратсайской мы предлагаем называть ультракомпенсационными сопряженными (или вдавленными) мульдами.

Эти структуры являются результатом полного выполнения осадками полости, возникшей вследствие быстрого оттока соли в свод купола из смежных с ним участков. Следует объяснить причины крайне быстрого течения соли в системе мульды — купол в определенные периоды развития этих структур. Отсутствие видимой приуроченности сопряженных и вдавленных ультракомпенсационных мульд к системам флексур, разло-

мов, опущенным и приподнятым блокам подсолевого ложа заставляет отказаться от признания заметной роли указанных факторов при образовании этих структур. Выше отмечалась их определенная приуроченность к активным куполам. Однако в Прикаспийской впадине известно большое количество активных в то или иное время диапиров без сопутствующих ультракомпенсационных мульд. Отложения, выполняющие мульды, также не могут являться причиной оттока соли, поскольку их плотности обычно меньше плотности соли (по крайней мере для меловых и кайнозойских пород), и они только фиксируют объем ушедшей в купол соли.

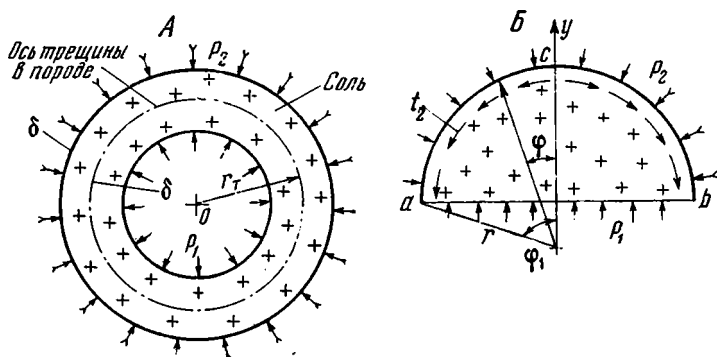


Рис. 4. Формы горизонтальных срезов соляных штоков для двух расчетных случаев  
а — кольцевое сечение; б — линзообразное сечение

Имеющийся на сегодня фактический материал показывает, что причина anomalно быстрого оттока соли из смежных с куполами участков в их ядра, по-видимому, заключается в различном сопротивлении окружающих соль пород ее движению вверх. Отмеченный ранее факт относительного сокращения мощности нижней части осадочного разреза в мульдах свидетельствует об этапе замедленного выжимания соли, предшествующего времени энергичного оттока соли в свод купола. Замедление течения соли фиксируется по внутреннему периметру соляных куполов, где сопротивление окружающих пород подъему (или внедрению) соли будет больше, чем по внешнему периметру, ввиду существования там возможности бокового расширения отложений. Вероятность такого процесса была проверена решением двух идеализированных задач: 1) соляной шток в плане имеет кольцеобразную форму (рис. 4, а); 2) соляной шток в плане имеет форму линзы (рис. 4, б).

Для упрощения решения задачи породы, вмещающие соль, были рассмотрены как упругие изотропные пространства, включающие относительно жесткий шток.

Для первого случая это следует из допущения, что  $2\delta \leq r$  ( $2\delta$  — ширина кольца,  $r$  — величина среднего радиуса кольца). При этом определяется компонента бокового давления  $P$ , зависящая только от деформации полупространства при внедрении в него соли. Деформированное состояние полупространства принимается не зависящим от глубины, т. е. плоским, а сами деформации — малыми. В первом случае при симметричном расклинивании породы внедряющейся солью относительно оси трещины в породе, согласно закону Гука (Тимошенко, 1937), имеем два выражения для деформаций.

1. Для внутренней области, где  $r \leq r_0 - \delta$ , полагая  $a=0$ ,  $v=r$  (Тимошенко, 1937), получим:

$$\delta = \frac{P_1 r r (1 - \nu)}{E}, \quad (1)$$

где  $\nu$  — безразмерный коэффициент бокового расширения породы (коэффициент Пуассона),  $E$  — модуль упругости породы (имеющий размерность силы, деленной на площадь).

2. Для внешней области, где  $r \geq r_r + \delta$  используя формулы закона Гука (Тимошенко, 1937), полагая  $a = r_r b \rightarrow \infty$ , получим

$$\frac{d\delta}{dr} = \frac{P_2 r r^2 (1 + \nu)}{r^2 E}. \quad (2)$$

Интегрируя это выражение в пределах от  $r_r$  до бесконечности, получим:

$$\delta \int_0^{\infty} \frac{d\delta}{dr} dr = \frac{P_2 r r (1 + \nu)}{E}. \quad (3)$$

Из выражений (1), (3) следует, что

$$\frac{P_2}{P_1} = \frac{1 - \nu}{1 + \nu} < 1. \quad (4)$$

Таким образом, на внутренней поверхности соляного штока избыточное давление  $P_1$  оказывается больше давления  $P_2$  на его внешней поверхности.

Для второй задачи допустим, что избыточные боковые давления  $P_1$  и  $P_2$  вдоль хорды  $ab$  и вдоль дуги  $acb$  распределены равномерно, а касательные усилия  $t_2$  направлены вдоль дуги  $acb$  так, как показано на рис. 4, б. При этом величина и направление касательных усилий вдоль хорды  $ab$  не влияют на окончательный результат, и эти усилия на рис. 4, б не показаны.

Рассмотрим уравнение сил в проекции на ось симметрии сечения (Аппель, 1960)

$$2r \int_0^{\varphi_1} t_2 \sin d\varphi - 2P_2^2 \int_0^{\varphi_1} \cos d\varphi + 2P_1 r \sin \varphi_1 = 0. \quad (5)$$

Произведя над выражением (5) алгебраические преобразования и вычисляя второй интеграл в левой части выражения (5), получим окончательно:

$$P_1 = P_2 + \frac{1}{\sin \varphi} \int_0^{\varphi_1} t_2 \sin d\varphi. \quad (6)$$

Отсюда следует, что  $P_1 > P_2$ , как и в первой задаче.

Повышенное сопротивление окружающих соль пород ее подъему, отмечаемое внутри куполов подковообразной, либо кольцевидной формы, создает благоприятную возможность для накопления на таких участках внутри соли определенных напряжений. По мере их накопления и достижения критического состояния в какое-то время произойдет относительно быстрое преодоление солью сопротивления вмещающих пород. Быстрое истечение соли вверх по штоку должно сопровождаться энергичным оттоком ее из смежных участков, что и фиксируется резким увеличением мощности осадков, компенсирующих ушедшую в купол соль.

Таким образом, для образования сопряженных ультракомпенсационных мульд необходим ряд условий, основными из которых является характер сопротивления окружающих пород внедрению соли, активность купола в целом и полная компенсация образовавшейся структуры осадками. Теоретически возможны и сопряженные мульды, частично компенсировавшиеся осадками и, естественно, не зафиксированные в геологической истории ультракомпенсационными мульдами. От полноты реализа-

ции этих условий и зависит образование сопряженных ультракомпенсационных мульд. Неполная реализация (встречаемая много чаще), по-видимому, приводит к образованию обычных сопряженных компенсационных мульд.

#### Литература

- А в р о в В. П., Г о н ч а р е н к о Б. Д., Ж у р а в л е в В. С., С в и т о ч А. А. Применение сейсморазведки для изучения новейшей тектоники междуречья Урала и Волги.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, № 6.
- А п п е л ь П. Теоретическая механика. Физматгиз, т. I. М., 1960.
- В а с и л ь е в Ю. М., Г и б ш м а н Н. Б., П а р а м о н о в В. С., Л и К. А., П р о ш л я к о в Б. К., Ч а р ы г и н М. М. Ультрамощный разрез кайнозоя в центральной части Прикаспийской солянокупольной области.— В кн.: Поиски и освоение нефтяных и газовых месторождений солянокупольных областей в пределах СССР. Тез. межвузовской научной конф. «Недра», 1968.
- Ж у р а в л е в В. С. Классификация локальных структур Прикаспийской впадины.— В сб.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Ж у р а в л е в В. С. Геоморфологические признаки вдавленных компенсационных мульд Прикаспийской впадины.— В сб.: Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Ж у р а в л е в В. С. Типы локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- К а з а к о в М. П., В а с и л ь е в Ю. М., М и л ь н и ч у к В. С. К вопросу о мощности плиоценовых отложений в районе Новобогатинского соляного купола.— В сб.: Геология и газонефтеносность Прикаспийской впадины и сопредельных с ней областей.— Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газов. пром-сти, 1962, вып. 36.
- Р у б и н ш т е й н М. М. Некоторые вопросы дальнейшего уточнения и детализации абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1963.
- С в и т о ч А. А. Оценка роста соляных куполов Центрального Прикаспия и новейшее и современное время.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
- Т и м о ш е н к о С. П. Теория упругости. Гостехиздат, М., 1937.

Московский государственный университет

Статья поступила  
1 апреля 1971 г.



УДК 551.240(517)

О. Д. СУЕТЕНКО

**СТРОЕНИЕ ГЕРЦИНСКОГО ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ**

Рассматривается строение Гобийско-Хинганской (осевой) зоны герцинского эвгеосинклиналичного прогиба в Юго-Восточной Монголии. Большое внимание уделено особенностям складчатых и разрывных нарушений, а также стратиграфии силурийско-девонских вулканогенно-кремнистых толщ, возраст многих из которых обоснован впервые находками органических остатков. В формировании структуры прогиба большую роль играли протяженные разломы, часто с серпентинитовым меланжем, разделяющие тектонические блоки с автономной складчатостью. Среди разломов помимо преобладающих крутопадающих отмечаются надвиги, переходящие местами в небольшие шарьжи; вероятно развитие значительных по масштабу перемещения сдвигов.

Герцинский эвгеосинклиналичный прогиб является одной из наиболее крупных структурных единиц Центрально-Азиатского палеозойского складчатого пояса. Он протягивается от Северо-Западного Синьцзяна на западе до Большого Хингана на востоке. Вопросы тектонического строения этой территории рассматривались в публикациях З. А. Лебедевой (1934), В. А. Амантова, П. С. Матросова (1961), А. Х. Иванова (1961), Ю. А. Борзаковского и др. (1967), Л. П. Зоненшайна и др. (1970), О. Д. Суетенко (1971), А. Б. Дергунова и др. (1971) и некоторых других исследователей. Однако до последнего времени сведения о возрасте и составе отложений, выполняющих эвгеосинклиналичный прогиб, были ограничены, а внутренняя структура прогиба не расшифрована. Исследования, проведенные автором в 1963—1969 гг. в пределах Юго-Восточной Монголии (к востоку от 102°), позволили выявить важные особенности герцинского эвгеосинклиналичного прогиба.

В строении герцинского эвгеосинклиналичного прогиба участвуют главным образом зеленокаменно измененные вулканогенно-терригенные отложения среднего палеозоя, с несогласием перекрытые верхнепалеозойскими орогенными образованиями. Наиболее выдержанной по простиранию является осевая зона прогиба (Гобийско-Хинганская), в пределах которой выходят преимущественно граувакково-кремнистые (с зеленокаменными эффузивами) отложения девона и нижнего карбона, часто вмещающие гипербазиты. Эта зона протягивается через всю Юго-Восточную Монголию, уходя на запад в Заалтайскую Гоби.

К Гобийско-Хинганской зоне на северо-западе исследованной территории (в отрогах Гобийского Алтая) и на юго-западе (в хребтах Дзурумтай, Гобийский Тянь-Шань) примыкают зоны, где развиты зеленокаменно измененные вулканогенно-терригенные отложения силура (возможно, с элементами нижнего палеозоя) и девона. Автором они рассматриваются как краевые, относительно поднятые части герцинского эвгеосинклиналичного прогиба (рис. 1). Подобная трактовка не является бесспорной, в частности, значительные затруднения возникают при отнесении южной краевой зоны к герцинскому прогибу, так как на значительной части ее возможно развитие каледонских структур.

На северо-востоке Гобийско-Хинганская зона граничит с Сухэ-Баторской зоной, выполненной терригенно-карбонатными отложениями силура и девона и близкой по своим особенностям к миогеосинклиналям, а на юго-востоке — с Уланульской геоантиклинальной зоной, где выходят верхнепротерозойские и выделяемые предположительно нижнепалеозойские отложения.

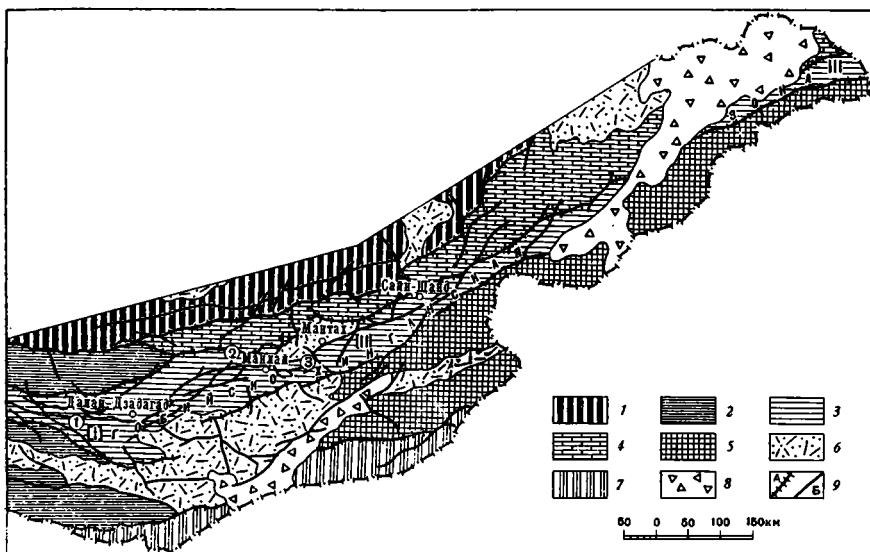


Рис. 1. Положение Южно-Монгольского эвгеосинклинали прогиба в общей структуре Юго-Восточной Монголии.

1 — раннекаледонская складчатая система; 2—5 — герцинская складчатая система; 2, 3 — эвгеосинклинали прогиб (2 — краевые зоны, 3 — осевая зона); 4 — миогеосинклинали прогиб, 5 — геоантиклинальная зона; 6 — главные верхнепалеозойские орогенные структуры; 7 — верхнепалеозойско-нижнемезозойская складчатая система; 8 — наиболее крупные мезозойские и кайнозойские депрессии; 9 — главные разломы; а — разделяющие структурно-фациальные зоны, б — прочие

Римскими цифрами на схеме обозначены подзоны Гобийско-Хинганской зоны: I — Гурбан-Сайханская, II — Манлайско-Сайншандинская, III — Халхин-Гольская; арабскими — отдельные описываемые районы: 1 — Гурбан-Сайханский, 2 — Хара-Нояныйский, 3 — Ула-Хидский

Таким образом, с севера и юга Гобийско-Хинганская зона обрамляется зонами различного формационного выполнения, в целом приподнятыми относительно нее. Сама же она в пределах нашего района прослеживается на протяжении свыше 1000 км, сохраняя свои специфические черты, и таким образом, является главным элементом Южно-Монгольского эвгеосинклинали прогиба. Особенности строения этой зоны и посвящена настоящая работа.

По простиранию с запада на восток в Гобийско-Хинганской зоне выделяются Гурбан-Сайханская, Манлайско-Сайншандинская и Халхин-Гольская подзоны, отличающиеся как по своему формационному выполнению, так и по характеру структур.

Наиболее показательное строение западной Гурбан-Сайханской подзоны, изученной автором совместно с А. С. Перфильевым и Б. Лхасуреном в хр. Гурбан-Сайхан (западнее г. Далан-Дзадагад). Ширина Гобийско-Хинганской зоны здесь около 60 км. Геосинклинали комплекс представлен в низах спилито-сланцевой толщей, а выше — мощной колонной терригенно-кремнистых пород, объединяемых в гурбан-сайханскую серию.

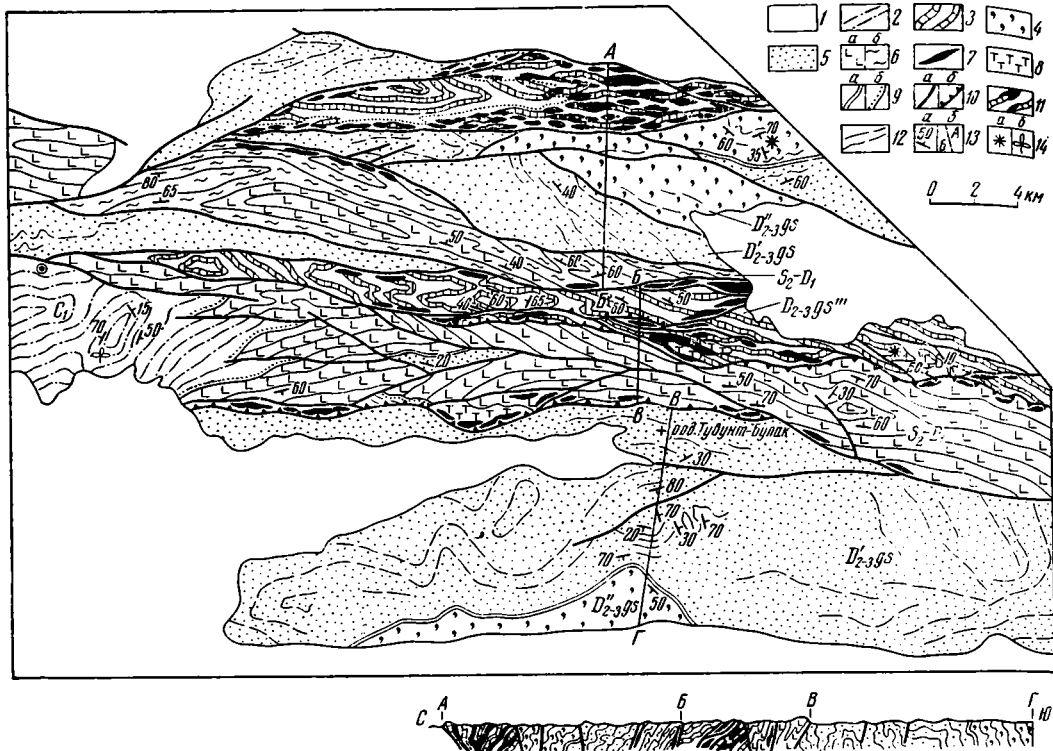


Рис. 2. Геологическая карта западной части хр. Гурбан-Сайхан. Составили А. С. Перфильев, О. Д. Суетенко, Б. Лхасурен.

1 — мезозой и кайнозой; 2 — нижний карбон; 3—5 — гурбан-сайханская серия (средний — верхний девон): 3 — пестроцветная толща; 4 — туффитовая толща, 5 — алевролитовая толща; 6 — верхний силур — нижний девон (спилито-сланцевая толща): а — спилитовая фация, б — сланцевая фация; 7 — гипербазиты; 8 — габброиды; 9 — стратиграфические контакты: а — согласные, б — несогласные; 10 — разломы: а — участки с крутопадающей плоскостью сместителя, б — участки с пологопадающей плоскостью сместителя; 11 — зоны гипербазитового меланжа; 12 — структурные линии; 13 — а — элементы залегания, б — линия профиля; 14 — места сборов: а — радиолярий, б — флоры

В спилито-сланцевой толще (1000—3000 м) можно выделить два типа разрезов — спилитовый и сланцевый. В первом типе чередуются 50—200-метровые горизонты спилитов, диабазовых порфиритов, кремнистых туффитов, реже глинисто-кремнистых и глинистых сланцев. Все горизонты достаточно выдержаны по мощности и прослеживаются на значительные расстояния. Местами со спилитами ассоциируются выклинивающиеся пласты яшм (2—10 м), в шлифах из которых Б. Б. Назаровым отмечены плохо сохранившиеся скелеты кремневых губок. В сланцевом типе разреза развиты пачки глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых туффитов, реже основных эффузивов и пачки филлитовидных глинистых сланцев и алевролитов. Крайние представители спилитового и сланцевого типов разрезов наблюдаются в разобщенных тектонических блоках, но в поле развития спилитового типа эффузивы по простиранию замещаются глинисто-кремнистыми, реже глинистыми сланцами и алевролитами.

Органические остатки в спилито-сланцевой толще не обнаружены (исключая обрывки губок). Литологически она сходна с силурийской эхингольской толщей, выделенной в Заалтайской Гоби В. М. Синицыным (1956). В то же время, по нашим наблюдениям, в 11 км к запад-северо-западу от родника Тувунт-Булак спилито-сланцевая толща без видимого несогласия и разрыва перекрывается кремнистыми алевролитами гур-

бан-сайханской серии, относящейся к среднему-верхнему девону (рис. 2). Эти крайне скудные данные позволяют предположительно считать спилито-сланцевую толщу верхнесилурийско-нижедевонской.

Гурбан-сайханская серия очень однообразна по составу, почти лишена маркирующих горизонтов и макроскопически видимых органических остатков. Лишь детальное картирование позволило выявить литологические особенности отдельных частей разреза серии, а обнаруженный достаточно представительный комплекс радиолярий дал возможность впервые в Южной Монголии установить ее возраст. Снизу вверх в гурбан-сайханской серии обособляются алевролитовая, туффитовая и пестроцветная толщи.

В составе алевролитовой толщи преобладают совершенно неслоистые темно-серые алевролиты. Среди них выделяются массивные разности с кремнистым цементом, переходящие местами в яшмовидные породы и кремнистые туффиты, и разности с комковатой отдельностью, возникающей за счет неравномерного, кучного распределения в цементе кремнистого и глинистого материала, а также обломочных частиц. Последние представлены преимущественно плагиоклазами, в меньшей степени кварцем и, по-видимому, в значительной степени имеют туфогенное происхождение. Характерными образованиями являются также «пятнистые» алевролиты с прихотливой формы включениями (до 2—3 см) яшмовидных пород, песчаных алевролитов, реже мелкозернистых песчаников. Такие текстуры И. В. Хворова и М. Н. Ильинская (1961) связывают с воздействием турбидных потоков. В разрезе алевролиты образуют мощные (до 500—800 м) пачки, внутри которых вышеперечисленные разности залегают в виде неправильно изометричных, быстро выклинивающихся линз. Однообразие алевролитовой толщи нарушается лишь подчиненными пачками ритмичного, близкого к флишоидному, переслаивания кремнистых и глинистых алевролитов.

Туффитовая толща перекрывает алевролитовую, переход между ними постепенный, граница нечеткая, проводимая в значительной степени условно по появлению в разрезе большого количества голубовато-, зеленовато- и темно-серых яшмовидных пород и кремнистых туффитов (пелитовых и алевритовых). В верхней половине туффитовой толщи наряду с однородными пачками кремнистых туффитов и алевролитов наблюдаются пачки переслаивающихся (по 5—10 м) темно-зеленых и вишневых туфогенных песчаников, тонкослоистых яшмовидных пород и красных яшм с радиоляриями. Из линз яшм в 2 км к северу от родника Гэгэтуин-Булак Б. Б. Назаровым определены радиолярии: *Entactinia* cf. *somphorichis* Foreman, *E. ex gr. micula* Foreman, *E. sp.*, *Entactinospaera* aff. *palimbola* Foreman, *E. cf. essostrongula* Foreman, *E. cf. cancellicula* Foreman, *E. ex gr. echinata* (Hinde), *E. sp.*, *Thecoentactinia* sp., *Asteroentactinia* sp. (?), *Spongoentactinia* sp., известные из верхнего девона Южного Урала и Северной Америки. Общая мощность алевролитовой и туффитовой толщ 3000—4000 м.

Пестроцветная толща (500—600 м) обособлена от общего разреза разломами. Это наиболее слоистая из всех толщ гурбан-сайханской серии. Она отличается, кроме того, значительной литологической пестротой и разнообразием цветовой гаммы пород, имеющих серые, зеленые, вишневые, лиловые, кирпично-красные окраски. В составе пестроцветной толщи чередуются относительно выдержанные по мощности и протяженные горизонты песчаников (туфогенных и вулканомиктовых), гравелитов, алевролитов (в том числе туфогенных), яшмовидных пород и яшм (часто радиоляриевых); кроме того, встречаются горизонты андезитовых порфиритов с большим количеством туфов, туфобрекч и туфолов, редко спилитов. В туфогенных песчаниках обломочный материал представлен плагиоклазами (от анортита до андезина), пироксенами, основными, реже средними эффузивами, вулканическими стеклами основного

состава. В вулканомиктовых песчаниках преобладают продукты местного размыва: яшмы, спилиты, алевролиты, яшмовидные породы, в меньшем количестве присутствуют кварц и плагиоклаз. Окатанность всех частей плохая.

Для пестроцветной толщи характерны текстуры, связанные с турбидными потоками. В отдельных обнажениях отчетливо видны небольшие подводные оползни, в которых линзы гравелитистых брекчий отчетливо срезают ранее отложившиеся параллельно-слоистые пласты. Часто наблюдаются текстуры подводного размыва, особенно хорошо заметные в случае налегания гравийно-песчаного горизонта на яшмы или эффузивы. Граница между ними волнистая, но с резким переходом: яшмы перекрываются грубозернистыми песчаниками и гравелитистыми брекчиями, состоящими из угловатых обломков подстилающих пород размером от 0,1 до 2 см. Нередки пачки частого (10—40 см), близкого к ритмичному, переслаивания терригенных пород, с градационной слоистостью. Состав обломков в них уменьшается вверх по разрезу от гравелитов через гравелитистые песчаники к мелкозернистым песчаникам и алевролитам. Мощность таких пачек 50—80 м, они могут повторяться в разрезе до трех — четырех раз.

В районе родника Бага-Хабиагай-Булак из линз яшм, залегающих среди туфогенных песчаников, Б. Б. Назаровым определены радиолярии: *Entactinia* cf. *somphorchis* Foreman, *E. sp.*, *Asteroentactinia* sp., *Spongoentactinia* sp., встречающиеся в девонских (чаще верхнедевонских) отложениях Южного Урала.

Возраст гурбан-сайханской серии обосновывается следующим образом. От отложений нижнего карбона она отделена несогласием, а в верхней части разреза серии (туффитовая толща) найдены радиолярии верхнего девона. Эти материалы позволяют с известной условностью относить гурбан-сайханскую серию к среднему-верхнему девону.

Нижнекаменноугольные отложения, венчающие разрез геосинклинального комплекса, на западе хр. Гурбан-Сайхан с размывом и угловым несогласием ложатся на породы спилито-сланцевой толщи. Они представлены алевролитами и песчаниками с линзами известняков и конгломератов (1000 м). В низах этой толщи найдены нижнекаменноугольные криноидеи (Суетенко, 1970), а в средней части — остатки мелких лепидофитов, близких, по определению М. В. Дуранте, к *Heleniella theodori* Zal. (этот вид характерен для самых верхов девона — низов нижнего карбона). В восточных отрогах хр. Гурбан-Сайхан (горы Ихэ-Номогон-Ула) в аналогичной терригенной толще найдены верхнетурнейские — нижневизейские мшанки (Суетенко, 1970). На востоке хр. Гурбан-Сайхан и восточнее его, в горах Ихэ-Номогон-Ула и Бага-Номогон-Ула, в нижнем карбоне, кроме того, широко распространена терригенно-порфириновая толща, литологически близкая к пестроцветной толще гурбан-сайханской серии. В ней чередуются зеленокаменно измененные андезитовые, андезит-базальтовые, реже базальтовые порфириты (преобладают туфы, туфолавы и туфобрекчи), разномзернистые туфопесчаники и туфогравелиты с линзами известняков, в которых обнаружены криноидеи нижнего карбона (Суетенко, 1970).

Таким образом, геосинклинальный комплекс в Гурбан-Сайханской подзоне начинается с кремнисто-сланцевой и спилит-диабазовой формаций, распространенных на значительных площадях. На уровне позднего девона — раннего карбона развиты туфогенно-граувакковая (с яшмами), кремнисто-алевролитовая, морская порфириновая и песчано-алевролитовая формации. Они сравнительно быстро замещают друг друга по простиранию. В целом закономерностью изменения формационного ряда по вертикали является смена в конце девона основного магматизма на андезитовый и большое литологическое разнообразие верхов геосинклинального разреза.

Среди отложений спилито-сланцевой толщи и пестроцветной толщи гурбан-сайханской серии в зонах разломов залегают многочисленные тела гипербазитов (апоперидотитовых серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, реже пироксенитов) и такситовых габбро. Ассоциация пород в этих зонах часто является типично офиолитовой. Гранитоидные интрузии в хр. Гурбан-Сайхан практически отсутствуют; известно лишь несколько мелких (до 1 км в поперечнике) тел верхнепалеозойских лейкократовых гранитов.

В палеозойской складчатой структуре хр. Гурбан-Сайхан большая роль принадлежит разломам. Простираения их близки к широтным, между собой они не пересекаются, а переходят друг в друга, сходясь или расщепляясь. Большинство разломов являются крутопадающими, часто близкими к вертикальным, реже устанавливаются крутые надвиги с плоскостями смещения, наклоненными в разных направлениях.

Зоны руда разломов сопровождаются серпентинитовым меланжем. На западе хр. Гурбан-Сайхан установлены две такие зоны, имеющие протяженность до 50 км при ширине около 5 км. Первая расположена в осевой части хребта на широте горы Бэрхэ-Ула, вторая — в северных предгорьях хребта на широте горы Буйлясутуин-Шобон-Ула. В них наблюдается сложная мозаика круто стоящих тектонических линз и неправильных глыб гипербазитов, габброидов и вулканогенно-кремнистых пород пестроцветной, реже спилито-сланцевой толщ. Размер линз и глыб колеблется от первых десятков метров до 1 км. Интересно отметить, что пласты в разрозненных глыбах пестроцветной толщи сохраняют субширотное простираение, свойственное ей большей частью в ненарушенном залегании. При детальном изучении внутри зоны серпентинитового меланжа выделяются пучки частных разломов.

Структурный рисунок хр. Гурбан-Сайхан определяется наличием ряда субширотных, различных по размерам и конфигурации тектонических блоков. В центральной части хребта разломы тесно сближены, ограничивая узкие (не более 4 км в поперечнике) линейные блоки протяженностью в несколько десятков километров. Некоторые линейные блоки по простираению настолько сужаются, что вполне могут рассматриваться в качестве зон разломов. По периферии хребта сеть разломов разрежается, здесь выделяются более широкие (до 10 км) линзовидные и трапециевидные блоки (рис. 2).

В осевой части хр. Гурбан-Сайхан в линейном блоке (шириной до 3 км при прослеженной протяженности в 40 км) выходят отложения пестроцветной толщи. В поперечном сечении блока чаще всего наблюдается одна просто построенная синклиналиальная складка с размахом крыльев в 1—2 км при длине 5 км. На крыльях углы падения относительно крутые (40—60°), в ядрах и на центриклиналях более пологие — до 25°. Синклинали в плане или прямоугольные, или треугольные. По простираению блока выделяется ряд таких синклиналей, разделенных сравнительно узкими седлообразными перегибами.

Линейный блок пестроцветной толщи окаймляется с севера и юга узкими блоками, в пределах которых выходят наиболее древние в этом районе отложения спилито-сланцевой толщи. В них наблюдаются или крутые моноклинали (углы падения 70—90°), или протяженные на большое расстояние линейные, иногда слабо запрокинутые (на север или на юг) складки с крутыми крыльями. Замковые части складок остроугольные, повсеместно проявлен кливаж осевой плоскости, совпадающий в большинстве случаев со слоистостью. В целом для линейных блоков характерны сильно сжатые, редко сундучные складки с субгоризонтальными, ориентированными в широтном направлении шарнирами.

По периферии хр. Гурбан-Сайхан в пределах развитых здесь линзовидных и трапециевидных блоков выходят отложения алевролитовой и туффитовой толщ. Характер деформаций в них меняется по площади:

участки моноклиналильного залегания слоев, отвечающие большей частью пачкам массивных алевролитов, чередуются с участками интенсивного смятия пород. Выделяются два наиболее характерных типа складчатых форм.

Первый тип включает широко открытые складки с крутопадающими (до вертикальных) шарнирами. В плане такие складки образуют сопряженные коленообразные изгибы с резко различной величиной отдельных «колен», сочленяющиеся как плавными переходами, так и резко, под крутым углом. Осевые плоскости складок имеют различное направление, в том числе и субмеридиональное, перпендикулярное ориентировке основных разломов. Размах крыльев колеблется от 0,5 до 2,3 км. Складки с вертикальными шарнирами осложняются более мелкими (до 50 м) сундучными или асимметричными складками с субгоризонтальными шарнирами.

Второй тип складчатых форм в линзовидных и трапециевидных блоках — это структурные террасы и стулообразные складки. Структурные террасы представляют собой участки с пологим (до 20—30°) залеганием пород шириной от первых сотен метров до 1,5 км. Наиболее характерны они для слоистых алевролитовых пачек. Переходы от пологой части ступени к крутой достаточно резкие, протяженность террас по простиранию невелика, затухают они также резко, на небольшом расстоянии, с четким коленообразным изгибом пластов в плане. Стулообразные складки имеют обычно небольшие размеры (до 200—300 м), нередко они осложняются или более крупные складки с крутопадающими шарнирами, или моноклинами. Шарниры стулообразных складок субгоризонтальны, крылья имеют весьма различную крутизну. Крыло, направление падения которого совпадает с генеральным падением пласта, крутое, часто вертикальное, а сопряженное с ним крыло, падающее в сторону, противоположную общему падению — пологое. По простиранию стулообразные складки выполаживаются и переходят в структурные террасы, в этом случае пологое крыло постепенно меняет падение на обратное, согласное с общим падением пласта.

Основным выводом, вытекающим из рассмотрения морфологии структур хр. Гурбан-Сайхан, является наличие здесь тектонических блоков с разнотипными складчатыми формами: линейных блоков с линейными складками с субгоризонтальными шарнирами и трапециевидных блоков, в которых развиты широко открытые складки с крутопадающими шарнирами и структурные террасы. Ориентировка осей разнотипных складок также различна: линейные складки удлинены почти исключительно в широтном направлении согласно с господствующими разломами, а широко открытые — как в широтном, так и в субмеридиональном. В целом единой крупной складчатой структуры (типа синклинория, например) в пределах изученной территории не устанавливается, так что можно говорить об автономном характере складчатости внутри отдельных блоков. Ведущую роль в формировании такой структуры играли разрывные нарушения, видимо, в значительной степени соскладчатые, а возникновение складчатых форм связано прежде всего с перемещениями тектонических блоков относительно друг друга.

Генезис указанных выше разнотипных складчатых форм различен. Линейные складки, видимо, возникли при горизонтальном поперечном сжатии в меридиональном направлении. В генезисе широко открытых складок с крутыми шарнирами значительная роль, по всей вероятности, принадлежала сдвиговым перемещениям отдельных блоков относительно друг друга в широтном направлении. Как указывает Е. Хиллс (1954), при таких перемещениях оси складок внутри блоков ориентируются под углом к направлению укорочения и к направлению действия сил скальвания. Это предположение хорошо увязывается с положением Гурбан-Сайханского района в тектонической структуре Южной Монголии. Он

располагается на перегибе субширотной, выпуклой на юг полосы герцинских структур, в месте схождения северо-западных «алтайских» и северо-восточных «хинганских» направлений. Представляется, что при взаимодействии разломов, ориентированных по этим двум, пересекающимся под тупым углом, направлениям, легко могли возникать горизонтальные скальвающие напряжения. Однако вряд ли здесь существовали длительно и однонаправленно развивавшиеся сдвиги, около которых должны были бы возникнуть поперечные к главным широтным разломам, но линейные и одинаково ориентированные, складки. В Гурбан-Сайханском районе, как уже указывалось, наблюдается известная беспорядочность в ориентировке поперечных складок; они, как правило, не линейны. Вероятно, блоки испытывали разнонаправленные движения с умеренными амплитудами горизонтальных перемещений. Таким образом, структура осевой зоны эвгеосинклиналиного прогиба в Гурбан-Сайханской подзоне, видимо, возникла за счет комбинированного действия прямого сжатия в меридиональном направлении и горизонтального скальвания по системе субширотных разломов.

Манлайско-Сайншандинская подзона является восточным продолжением Гурбан-Сайханской. Краевые поднятые зоны в эвгеосинклиналином прогибе здесь не устанавливаются, а прослеживается только осевая, Гобийско-Хинганская зона.

На западе Манлайско-Сайншандинской подзоны (окрестности сомона Манлай) наиболее древние геосинклиналиные отложения, отвечающие силуру, устанавливаются в горст-антиклинальных структурах по северному борту прогиба. Здесь в районе развалин Хара-Нояный в нижней части силурийского разреза мощностью около 1500 м залегают основные эффузивы, кварц-хлоритовые сланцы, кремнистые алевролиты и песчаники. Верхняя часть разреза мощностью около 2000 м слагается алевролитами, яшмоидами, кварц-хлоритовыми сланцами, известняками, образующими как отдельные прослои мощностью до 5 м, так и мощные (около 400 м) горизонт, известково-глинистыми сланцами с лудловскими табулятами *Thegostegites isfardensis* Checkh., *Halysites pseudoorthopteroide*s Tchern; кроме того, присутствуют табуляты *Gephyropora horribilis* (Kov.), встречающиеся в самых низах девона (определения Т. Т. Шарковой).

Южнее развалин Хара-Нояный во внутренней части эвгеосинклиналиного прогиба локально обнажаются кремнисто-сланцевые отложения, близкие к низам разреза гурбан-сайханской серии. Однако здесь наиболее широко распространена нижнекаменноугольная терригенно-порфиритовая толща, аналогичная развитой в восточных отрогах хр. Гурбан-Сайхан (горы Ихэ-Номогон-Ула). В этой толще в 60 км восточнее сомона Манлай А. А. Храповым (1966) собраны визейские брахиоподы, а М. В. Дуранте найдены и определены крупные лепидофиты, сходные с *Sublepidodendron* ex gr. *alternans* (Schmalh.) Ananiev et Mikh., S. ex gr. *spetsbergense* Nath. и лепидофиты типа *Heleniella* Zal., (в Минусинском бассейне род *Sublepidodendron* характерен для самых верхов турне — визе).

На востоке Манлайско-Сайншандинской подзоны (район г. Сайн-Шанд) в видимых низах разреза в окрестностях развалин Нарын-Хида и урочища Ундур-Удэ обнажается толща спилитовых, диабазовых и андезитовых порфиритов, перемежающихся с туфопесчаниками, туфогравелитами и линзами известняков. В последних найдены силурийские (скорее нижнесилурийские) ругозы *Brachielasma* (?) sp., *Onychophyl-lum* sp., *Axolasma* ex gr. *perplexum* Ivanovs K. (определения С. И. Стрельникова), а также табуляты *Favosites gasimuricus* Ruch. и криноиды *Pandocrinus* ex gr. *pandus* Stuk., распространённые в верхах силура — низах девона (определения Т. Т. Шарковой и Г. А. Стукалиной).



Выше, видимо, согласно залегает толща андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, их туфов, туфогравелитов, песчаников (часто с известковистым цементом), реже алевролитов и песчанистых известняков. Фауна брахиопод и мшанок указывает на принадлежность этой толщи к нижнему девону — низам среднего девона (Суетенко, 1967).

Кремнисто-терригенные отложения, сопоставимые по литологии с верхами разреза гурбан-сайханской серии, в районе г. Сайн-Шанд развиты крайне локально. Нижнему карбону здесь принадлежат песчано-алевролитовая толща и толща, в которой широко представлены эффузивы андезитового и андезит-дацитового состава (возможно, субэвральные). В первой около г. Сайн-Шанд найдена флора турне — визе (Грайзер, 1963), а в окрестностях Нарын-Хида автором обнаружены турнейские мшанки *Fenestella* aff. *pseudoirregularis* Nekh., *Fistulipora* sp., *Sep-topora* aff. *granulasa* Nekh., *Sulcoretopora* aff. *zigzag* (Ulr.) *Streblotrypella* (?) sp. (определение Н. А. Шишовой). Возраст существенно эффузивной толщи определяется на основании находок намюрской флоры в районе Нарын-Хида (Суетенко, 1970). Взаимоотношения обоих нижнекаменноугольных толщ как между собой, так и с подстилающими отложениями неясны.

Таким образом, в Манлайско-Сайншандинской подзоне доказан силурийский возраст низов геосинклинального комплекса. Так же как и в более западных районах, низы разреза принадлежат к спилит-диабазовой формации; но по сравнению с аналогичной формацией более западных районов в ней вместе со спилитами появляется большое количество туфогенно-граувакковых пород и редкие линзы известняков. Спилит-диабазовая формация надстраивается порфиритовой формацией нижне-го-среднего девона. Не исключено, что накопление порфиритовой формации местами (район сомона Мантах) продолжалось вплоть до раннего карбона включительно. Туфогенно-граувакковая и особенно кремнисто-алевролитовая формации, столь характерные для Гурбан-Сайханской подзоны, в окрестностях сомона Манлай и г. Сайн-Шанд, видимо, почти не распространены.

Гипербазиты в Манлайско-Сайншандинской подзоне устанавливаются главным образом на западе, в районе сомона Манлай. На востоке в окрестностях г. Сайн-Шанд известны лишь единичные разрозненные тела серпентинитов. Кроме ультраосновных пород присутствуют небольшие овальные тела верхнепалеозойских (?) гранодиоритов и граносиенитов. Лишь в Мантахском районе установлен крупный и сложно построенный гранитоидный массив.

Манлайско-Сайншандинская подзона имеет восток-северо-восточное простирание. С широтно ориентированным Гурбан-Сайханским участком Гобийско-Хинганской зоны она сочленяется по плавному коленообразному перегибу, где наблюдаются северо-восточные простирания разломов и складчатых структур. Далее к востоку чередуются сравнительно короткие (до 10—15 км в длину) участки с северо-восточными простираниями складчатых и разрывных нарушений и протяженные (до 50 км) — с простираниями, близкими к субширотным. Каждый более восточный субширотный участок ступенчато смещен на несколько километров к северу. Короткие участки сопоставимы с зонами разломов и, вероятно, в их пределах развиты левосторонние субмеридиональные сдвиги. Наиболее крупные по масштабу перемещения сдвиги (возможно, с амплитудой смещения до 20 км) намечаются в средней части подзоны, в окрестностях сомона Мантах. Этот район характеризуется аномальными меридиональными и северо-северо-восточными простираниями складчатых структур и разломов.

На востоке Манлайско-Сайншандинской подзоны происходит общее сужение Южно-Монгольского эвгеосинклинального прогиба, связанное прежде всего с первичным выклиниванием краевых зон прогиба. Но ча-

стично это сужение является, видимо, вторичным, тектоническим, обусловленным появлением небольших по масштабу шарьяжных перекрытий. Они установлены, в частности, в 45 км к юго-западу от сомона Мантах около развалин Ула-Хид (рис. 3) на окончании так называемого Манлайского разлома.

Здесь на протяжении около 15 км автором совместно с А. С. Перфильевым и Г. Энжином прослежен широтный надвиг, полого (20—40°) падающий на север и состоящий из нескольких (от 3 до 6) субмеридиональных плоскостей, то расходящихся, то сливающихся друг с другом.

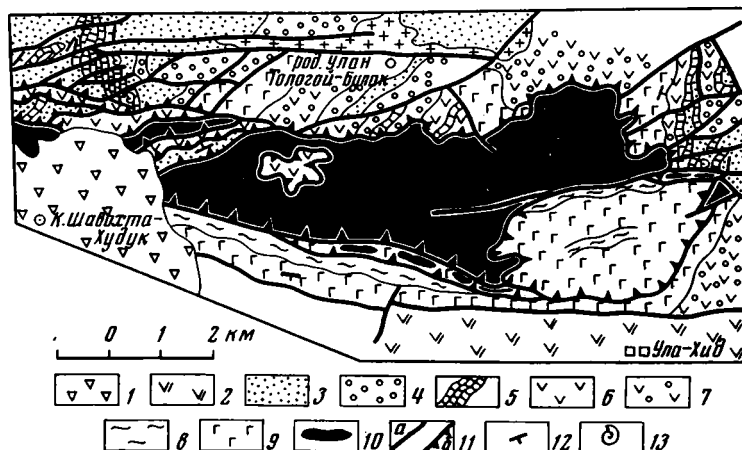


Рис. 3. Шарьяжные пластины с гипербазитами в толще нижнего карбона. Район развалин Ула-Хид. Составили А. С. Перфильев, О. Д. Суетенко, Г. Энжин.

1 — палеоген; 2 — средний карбон — нижняя пермь (андезитовые, андезит-дацитовые порфириты, туффиты); 3—9 — нижний карбон: 3 — песчаники, 4 — конгломераты, 5 — известняки, 6 — андезитовые порфириты, 7 — туфоконогломераты и туфобрекчии среднего состава, 8 — кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, 9 — спилиты; 10 — гипербазиты; 11 — разломы: а — крутопадающие, б — пологопадающие; 12 — элементы залегания слоев; 13 — места сборов органических остатков

Ширина зоны разлома около 6 км, в ее пределах в разных сечениях наблюдается от 4 до 10 тектонических пластин размером 0,2—3 км в ширину и до 10 км по простиранию. Они сложены гипербазитами и осадочно-вулканогенными породами нижнего карбона: андезитовыми и андезитобазальтовыми порфиритами, спилитами, туфоконогломератами, песчаниками и алевролитами с линзами известняков с брахиоподами и мшанками. Наиболее полого падающим является разлом, ограничивающий с севера самую крупную гипербазитовую пластину. Плоскость его падает на север под углом 20—30°, а местами она близка к горизонтальной, так что на гипербазитах залегают изометричные в плане останцы зеленокаменных эффузивов нижнего карбона. На местности линия разлома извилистая.

Описанный надвиг с гипербазитами прослеживается в поле развития единой нижнекаменноугольной толщи, и величина перемещения по нему, видимо, исчисляется первыми километрами. К западу от Ула-Хида этот разлом постепенно становится более крутопадающим.

Надвиги отмечаются не только во внутренней части Манлайско-Сайншандинской подзоны, но и по ее периферии. Так, северная граница Гобийско-Хинганской зоны (с многогеосинклинальным прогибом) проходит здесь по крупному разлому, к которому приурочен ряд узких шовных

горст-антиклиналей, имеющих клиновидное строение и сложенных силурийскими отложениями. Примером их может служить горст-антиклиналь, расположенная севернее сомона Манлай в районе развалин Хара-Нояный-Хида (рис. 4). Прослеженная протяженность Хара-Ноянской горст-антиклинали около 40 км, максимальная ширина около 3 км, причем субпараллельными широтными разломами она разбита на ряд узких (0,5—1 км) тектонических клиньев. Северным ограничением горст-антиклинали является надвиг, полого (20—30°) падающий на юг. По простиранию зона надвига расщепляется на два субпараллельных раз-

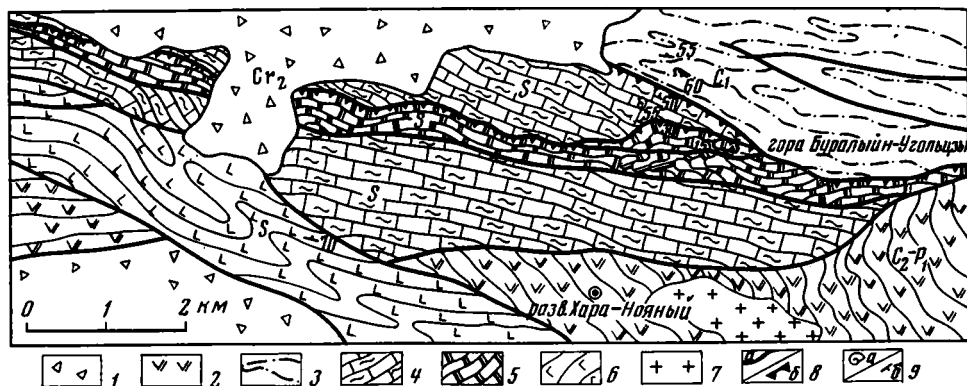


Рис. 4. Геологическая карта Хара-Ноянской горст-антиклинали. Составила О. Д. Суетенко.

1 — верхний мел; 2 — средний карбон — нижняя пермь (андезитовые и андезит-дацитовые порфиры, туфопесчаники, алевролиты); 3 — нижний карбон (песчаники, алевролиты, линзы известняков); 4—6 силур (4 — карбонатно-терригенная толща, 5 — карбонатная толща, 6 — толща зеленокаменных основных эффузивов); 7 — дайки аплитов; 8 — разломы; а — крутопадающие, б — пологопадающие; 9 — а — места сборов органических остатков, б — элементы залегания слоев

лома. По северному из них на нижнекаменноугольные образования миогеосинклинального прогиба надвинута карбонатно-терригенная толща силура, на которую в свою очередь с юга надвинута узкая (до 1 км), но протяженная (15 км) пластина силурийских же известняков мощностью около 400 м. Во фронтальной части надвига в эрозионных окнах из-под известняков выходят карбонатно-терригенные породы силура (район горы Буралыйн-Уголцзы). В тыловой (южной) части надвига наблюдаются субпараллельные ему крутопадающие взбросы, ограничивающие с юга известняковую пластину. В центральной части Хара-Ноянской горст-антиклинали развиты грабены, заполненные вулканитами верхнего палеозоя, а в южной части — в узком крутопадающем тектоническом блоке на поверхность выходят вулканогенно-терригенные отложения силура. С юга Хара-Ноянская горст-антиклиналь ограничена почти вертикальным разломом.

Таким образом, для центральной подзоны Гобийско-Хинганской зоны характерно развитие субширотных надвигов и поперечных сдвигов преимущественно северо-восточного простирания.

Восточная Халхин-Гольская подзона эвгеосинклинального прогиба, вероятно, уходит в отроги хр. Большой Хинган. От более западных районов этот участок отделен мезозойско-кайнозойской Тамцагской депрессией. Эвгеосинклинальный прогиб имеет здесь ширину от 50 км (в пределах МНР) до 30 км (на территории КНР). На территории КНР в бортах прогиба выходят отложения ордовика (Нин Ци-шень и др., 1959). На них с размывом ложится верхнесилурийско-среднедевонская карбонатно-терригенная толща (около 3000 м) с горизонтами основных эффу-

живов в низах. На территории МНР в нижней части разреза (на левобережье р. Нумургин-Гол) автором и Ю. А. Борзаковским в ней найдены силурийские (скорее верхнесилурийские) мшанки *Lioclema* aff. *tenuirama* Bassler, *L. ivonovae* Moroz., *Hallopora viatrix* Astr., *Ptilodictya* (?) sp. (определения Г. Г. Астровой), а в верхах (в 12 км севернее горы Хабирга-Ула) — брахиоподы *Paraspirifer* aff. *guryevskensis* Rzon., *Mukrospirifer* aff. *cumberlandis* (Hall), *Eospirifer* aff. *pseudotodatus* Khalif., *Plethorhyncha* cf. *speciosa* var. *ramsayi* Hall, *Rhyptomella* sp., *Eatonia* sp., *Retzia* (?) sp., *Coelospira* sp., свидетельствующие, по мнению Е. А. Модзалевской, о принадлежности вмещающих слоев к верхам нижнего — низам среднего девона. Отложения верхнего девона неизвестны, нижнекаменноугольные развиты локально и по данным китайских геологов (Нин Ци-шень и др., 1959) ложатся на подстилающие отложения несогласно. Гипербазиты здесь отсутствуют, но довольно широко распространены верхнепалеозойские и мезозойские гранитоиды.

Внутреннее строение эвгеосинклиналичного прогиба в Халхин-Гольской подзоне сравнительно простое. Здесь реконструируется симметричная синклиналичная структура, во внутренней части которой выходят отложения девона, а на крыльях — силурийские и ордовикские. Далее к востоку, в осевой части хр. Большой Хинган, среднепалеозойские отложения перекрываются мезозойскими вулканитами.

Некоторые выводы. В рассмотренном отрезке Южно-Монгольского герцинского эвгеосинклиналичного прогиба наблюдается один из наиболее полных в Центральной Азии разрезов эвгеосинклиналичного комплекса, содержащий фаунистически доказанные отложения силура, девона и нижнего карбона. По масштабам развития офиолитовой ассоциации, интенсивности и разнообразию вулканических проявлений Южно-Монгольский прогиб является типичным эвгеосинклиналичным прогибом и представляет собой прекрасный объект для выявления закономерностей строения эвгеосинклиналичней вообще.

Изменение по вертикали формационного состава геосинклиналичного комплекса Южно-Монгольского прогиба позволяет выделить две стадии развития прогиба — раннюю и позднюю. Они вполне сопоставимы с двумя стадиями собственно геосинклиналичного периода развития, указываемыми рядом исследователей для других, хорошо изученных геосинклиналичных систем (Муратов, 1971; Хаин, 1971).

В течение ранней стадии (силур — первая половина девона) эвгеосинклиналичному прогибу отвечал сравнительно глубоководный недифференцированный морской бассейн, где происходили излияния основных лав, преимущественно трещинного типа. Поступление обломочного материала было незначительным, судя по господству кремнистых и глинистых осадков. В целом ранняя стадия характеризовалась сравнительно однородным тектоническим рельефом и основным вулканизмом с обилием спилитов.

Поздняя стадия отвечает на большей части прогиба концу девона — началу карбона. Во второй половине девона, а местами и раньше, рельеф морского дна в осевой зоне стал расчлененным; возникли (частично за счет вулканов) острова-кордильеры, подвергавшиеся интенсивному размыву. Это подтверждается составом обломочного материала туфогенно-осадочных пород верхов разреза гурбан-сайханской серии. В обломках много яшмоидов, эффузивов основного и среднего состава, основных плагиоклазов и темноцветных минералов, практически не переносящих длительной транспортировки. Такой состав обломочного материала указывает на местные источники размыва, расположенные главным образом внутри эвгеосинклиналичной зоны. Видимо, в эвгеосинклиналичном прогибе в это время сочетались относительно глубоководные и более мелководные участки. Площади с различным характером осадконакопления быстро сменяли друг друга по литерали, вследствие чего для поздней

вонских и раннекаменноугольных отложений характерна пестрота фациального состава. Тектоническая обстановка была крайне беспокойной, вероятно, нередко были землетрясения, при которых на крутых склонах подводных возвышенностей возникали мутьевые потоки. На это указывает, в частности, широкое развитие турбидитных текстур в верхней части разреза гурбан-сайханской серии. В позднем девоне трещинные излияния основных лав сменились извержениями андезитовых лав, видимо, преимущественно центрального типа, сопровождавшиеся крупными выбросами пирокластического материала. А. Б. Дергунов и др. (1971) называют позднюю стадию развития герцинской эвгеосинклинали Южной Монголии «андезитовой». Для нее характерна дифференциация тектонического рельефа, вулканизм андезитового состава, а также большое количество турбидитов.

Переход к поздней стадии был очень постепенным и происходил в разных частях эвгеосинклиналиного прогиба неодновременно. В Гурбан-Сайханской подзоне и, может быть, в западной части Манлайско-Сайншандинской подзоны поздняя («андезитовая») стадия началась в конце девона и наиболее ярко проявилась в раннем карбоне. В восточной части Манлайско-Сайншандинской подзоны «андезитовая» стадия установилась в раннем девоне. Вероятно, она здесь и кончилась раньше, чем на западе (примерно в конце девона). На восточном фланге эвгеосинклиналиного прогиба в Халхин-Гольской подзоне отмеченная выше стадийность геосинклиналиного периода развития не устанавливается.

Строение осевой зоны эвгеосинклиналиного прогиба существенно меняется по простиранию. Западная Гурбан-Сайханская подзона характеризуется максимальным развитием офиолитовой ассоциации, широким распространением в геосинклиналином комплексе кремнистых пород (при незначительной роли карбонатных пород), сравнительно поздним (в конце девона) переходом к «андезитовой» стадии.

В центральной Манлайско-Сайншандинской подзоне породы офиолитовой ассоциации наиболее распространены на западе, восточнее они почти совсем исчезают. «Андезитовая» стадия характерна для большей видимой части геосинклиналиного комплекса (девон — нижний карбон).

В крайней восточной Халхин-Гольской подзоне геосинклиналиные среднепалеозойские отложения существенно отличны от своих возрастных аналогов, развитых в пределах Гурбан-Сайханской и Манлайско-Сайншандинской подзон. Вулканические проявления здесь очень ограничены, но зато появляется значительное количество карбонатных пород. В разрезе отмечаются существенные перерывы (внутрисилурийский, позднедевонский), он становится менее полным. Такое изменение формационного состава геосинклиналиного комплекса сочетается с отсутствием гипербазитов. Как указывалось выше, в восточной части Южно-Монгольский эвгеосинклиналиный прогиб несколько сужается (в первую очередь за счет выклинивания краевых зон). Подобное изменение позволяет высказать предположение о затухании «эвгеосинклиналиности» Южно-Монгольского прогиба и его возможном выклинивании в восточном направлении.

Среди существенных особенностей осевой зоны Южно-Монгольского прогиба надо отметить крайне ограниченное развитие гранитоидов. Граниты, синхронные геосинклиналиному осадконакоплению, видимо, отсутствуют, локально и главным образом на востоке прогиба развиты умеренно кислые гранитоиды, связанные с ранними стадиями орогенеза (вторая половина карбона).

Главной особенностью структуры Южно-Монгольского эвгеосинклиналиного прогиба, выявленной на примере его осевой зоны, является развитие протяженных, в значительной степени складчатых разломов, часто с меланжем. Они ограничивают многочисленные тектонические блоки с автономным характером складчатости и различны по типу. Боль-

шая часть их в современной складчатой структуре выявляется как взбросы, реже сбросы. Кроме того, отмечаются надвиги и сдвиги с крутыми плоскостями смещения. В западной, Гурбан-Санхайской подзоне эвгеосинклинального прогиба, расположенной на стыке двух структурных направлений герцинид Южной Монголии (северо-западного и северо-восточного), видимо, развиты сдвиги широтной ориентировки с разнонаправленными смещениями по ним. В восточной части эвгеосинклинального прогиба устанавливаются левосторонние сдвиги субмеридиональной ориентировки, а также надвиги, переходящие местами в небольшие по масштабу перемещения шарьяжи. Четкой вергентности в направлении падения надвигов по всему сечению эвгеосинклинального прогиба не устанавливается. В целом внутренняя структура Южно-Монгольского прогиба сформирована, видимо, в первую очередь за счет действия разломов, существовавших внутри прогиба, и связана с реализацией тектонических напряжений, возникавших в самой эвгеосинклинали.

#### Литература

- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатой области.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 58.
- Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. К тектонике монгольских герцинид.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, № 2.
- Грайзер М. Н. К вопросу о нижнекарбоневом вулканизме юга Сибири и Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблемы Палеотетиса.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— В сб.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики, «Наука», 1970.
- Иванов А. Х. Тектоника и основные черты геологического развития Северо-Востока Монголии.— Сов. геология, 1961, № 5.
- Лебедева З. А. К геологии горной группы Гурбан-Сайхан в Гобийском Алтае.— Тр. Монгольской комиссии АН СССР, № 8. Изд-во АН СССР, 1934.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5.
- Нин Ци-шенъ, Тан Ке-дун, Цао У Цун-чжоу, Чжан Мэнь-янь. Региональная стратиграфия Большого Хингана.— В кн.: Закономерности минерализации и региональной геологии Большого Хингана и сопредельных территорий (на кит. яз.). Пекин, изд-во Дичжи Чубан-шэ, 1959.
- Синицын В. М. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. Изд-во АН СССР, 1956.
- Суетенко О. Д. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии.— Сов. геология, 1967, № 4.
- Суетенко О. Д. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии.— В сб.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. «Наука», 1970.
- Суетенко О. Д. Тектоника палеозойских Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дис. М., 1971 (Геол. ин-т АН СССР).
- Хан В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», 1971.
- Хиллс Е. Очерки структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Храпов А. А. Нижнекарбоневые отложения Северной Гоби.— В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. «Недра», 1966.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.

Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР  
НИЛЗарубежгеология

Статья поступила  
9 февраля 1972 г.

УДК 551.243 (477.7)

Л. Г. ПЛАХОТНЫЙ, Н. М. ЧИР

**ГОРНОСТАЕВСКИЙ ПОПЕРЕЧНЫЙ РАЗЛОМ (КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

Изложены геолого-геофизические данные, обосновывающие крупный разлом, проходящий вкрест простирания субширотных тектонических зон в пределах акватории Азовского моря и Керченского полуострова. В каждой из этих зон разлом проявлен по-разному и на различных структурно-стратиграфических уровнях. Высказывается мнение о его древнем (допозднепротерозойском) заложении, длительном развитии и важной роли в формировании общей структуры Керченского полуострова.

В геологической структуре Керченского полуострова имеется весьма примечательная зона, расположенная сразу же за поворотом к югу Парпачского гребня, окаймляющего молодое поднятие Юго-Западной равнины. Здесь как бы обрывается система крупных антиклинальных складок Юго-Западной равнины, а также ближайших к ней запарпачских субширотных антиклиналей. Восточнее, в пределах обширной неизменности, названной Н. И. Андрусовым (1893) Сарайминской, выделяется лишь несколько мелких куполовидных поднятий: у горы Алаголь, и с. Сокольского (Сараймин) и у с. Репьевки (Айман-Кую). Все эти неправильной формы брахиантиклинальные диапировые складки, длина которых не превышает 2 км, очень сходны между собой и находятся в явном контрасте с крупными удлиненными антиклиналями, расположенными несколько западнее (рис. 1).

К рассматриваемой группе одиноких куполовидных вздутий тяготеет также небольшая Алексеевская брахиантиклиналь, расположенная несколько севернее, на восточном продолжении крупнейшей Слюсаревской антиклинальной складки. В неогеновых отложениях она имеет субширотное простирание, но на востоке раздваивается на две ветви — северную Тасуновскую (Сейт-Элинскую) и южную Черняковскую (Султановскую). Последняя характеризуется юго-восточным простиранием и, как отмечал К. А. Прокопов (Прокопов и др., 1931), является как бы связующим структурным звеном между Алексеевской складкой и Сокольскими куполами.

Резкое затухание складчатости на восточном погружении поднятия Юго-Западной равнины по линии Тасуново — Репьевка — Сокольское — Алаголь (Архангельский и др., 1930) привлекало внимание многих исследователей, но не находило правильного объяснения. Своеобразие рассматриваемой зоны подчеркивается наличием здесь известных (Альбов, 1967<sub>1</sub>, 1967<sub>2</sub>, и др.) Сейт-Элинских и Султановских источников углекислых вод, связанных с грязевыми сопками, располагающимися в виде линейно-вытянутой цепочки северо-западного простирания (Куришко, Мясц, Тердовидов, 1968; Штернов, 1968). Воды источников характеризуются повышенным содержанием CO<sub>2</sub> и сравнительно высокими концентрациями брома, ртути, лития, фосфора, бария, титана, никеля, цинка, ванадия, меди, свинца, фтора, мышьяка и других микрокомпонентов явно глубинного (гидротермального и пневматолитового) происхождения





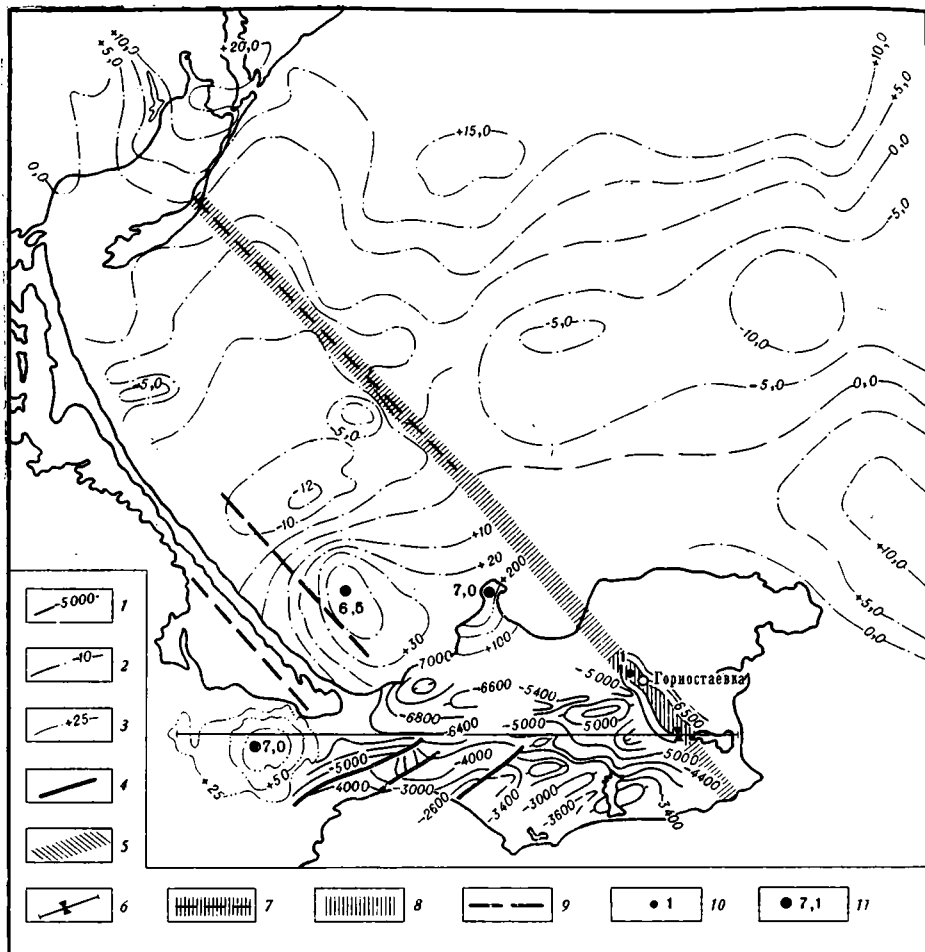


Рис. 2. Схема расположения Горностаевского разлома

1 — изогипсы условных сейсмических горизонтов в меловых отложениях (по данным В. И. Чернова, Ю. С. Кротенко и Б. И. Смирнова, 1966—1970 гг.); 2 — изодинамы по данным аэромагнитной съемки; 3 — изодинамы по данным наземной магнитной съемки (А. И. Котляр, 1969 г.); 4 — разрывные нарушения в отложениях мела по данным сейсморазведки; 5 — зона потери корреляции сейсмических горизонтов; 6 — положение Горностаевского глубинного разлома на профиле КМПВ; 7 — участок Горностаевского разлома, установленный по данным аэромагнитной съемки; 8 — предполагаемое продолжение Горностаевского разлома; 9 — другие разломы, выявленные гравитационной и электроразведкой; 10 — Горностаевская параметрическая скважина; 11 — расчетные глубины до верхней кромки магнетизующих тел в км.

в приподнятом западном блоке. Это свидетельствует о переменном знаке вертикальных движений в приразломной зоне. Нарушение подсечено также широтным профилем КМПВ. В остаточном гравитационном поле оно находит четкое отражение на участке между с. Алексеевкой и оз. Тобечикским в виде резкого изменения простирания изоаномал с широтного на юго-восточное.

Вместе с тем сопоставление геофизических данных (рис. 2) показывает, что описанное нарушение является лишь фрагментом протяженного (150—200 км) разлома, проявившегося в мезозойском и кайнозойском комплексах, именуемом нами Горностаевским, который прослеживается в фундаменте далеко в северо-западном направлении. В средней части дна Азовского моря разлом отчетливо проявляется в магнитном поле. Выделившие его здесь впервые А. В. Тесленко и В. В. Нечаев (1964)

полагали, что он ограничивает с востока поперечный грабен, выполненный толщей мезозойско-кайнозойских отложений. Новейшие геолого-геофизические материалы позволяют прийти к заключению, что разлом не сказался существенно в строении отложений чехла в этом районе и выражен, по-видимому, лишь в складчатом основании.

На Южном продолжении опущенного блока, в юго-западной части Азовского моря, расположены две интенсивные магнитные аномалии (рис. 2) — Северо-Каменская и Казантипская, из которых последняя выявлена недавно и полностью не оконтурена. Эти аномалии принадлежат протяженной аномальной зоне магнитного поля, детально описанной В. В. Нечаевым и А. В. Тесленко (1966). Авторы интерпретируют ее как пояс глубинных разломов на границе палеозойской складчатой области и альпийской геосинклинали, указывая на приуроченность или близость ее к северным границам альпийских сооружений Балкан, Крыма и Кавказа. В южном Предкавказье эта полоса магнитных аномалий непосредственно смыкается с Пшекишско-Тырныауской и Ахтырской шовными зонами, ограничивающими альпийскую складчатую систему Северного Кавказа. Однако западнее, на участке акватории Азовского моря, она отступает далеко к северу от погружающихся сооружений Кавказа и Крыма, что заставляет думать о вторичном характере пространственной связи ее с альпийскими горными сооружениями. Более отчетливой представляется связь этой аномальной зоны с выделенным недавно А. А. Моссаковским (1970) верхнепалеозойским вулканическим поясом, протягивающимся предположительно из Северного Кавказа в Крым через южную часть Азовского моря. В этом случае Северо-Каменская и Казантипская магнитные аномалии можно объяснить наличием мощных тел верхнепалеозойских вулканитов, локализующихся, как видно на примере грабен-синклинория Передового хребта на Кавказе, в наложенных впадинах, выполненных молассами (Милановский, Хаин, 1963). В пользу предположения о палеозойском возрасте развитой здесь вулкано-плутонической формации свидетельствует хорошая сопоставимость расчетных глубин до верхней кромки магнитовозмущающих тел (рис. 2) в районах Кировской, Северо-Каменской и Казантипской аномалий с гипсометрией преломляющего горизонта по профилям КМПВ Джанкой — Шубино и коса Обиточная — м. Казантип, отождествляемого с поверхностью палеозойского фундамента. Следовательно, можно полагать, что в южной части акватории Азовского моря Горностаевский разлом, возможно, ограничивает с востока поперечный прогиб, выполненный верхнепалеозойскими молассами, заключающими в себе мощные тела вулканитов.

Таким образом, Горностаевский разлом проявляется на разных структурно-стратиграфических уровнях в пределах по крайней мере трех различных субширотных тектонических зон. На Керченском полуострове он находит поверхностное выражение в виде разрывного нарушения в неогеновых отложениях и резкого затухания системы складок на погружении поднятия Юго-Западной равнины. В меловых и палеогеновых отложениях к нему приурочено Горностаевско-Сокольское поднятие, которое можно рассматривать как типичную шовную антиклиналь (по Н. П. Хераскову, 1948). Наличие в зоне разлома углекислых источников с высоким содержанием микрокомпонентов гидротермального и пневматолитового генезиса указывает на приуроченность к нему магматических тел и, следовательно, на большую глубину его проникновения.

По своей ориентировке и геоструктурному положению Горностаевский разлом обнаруживает тесную пространственную связь с антиклинальными и синклинальными структурами и сопутствующими им разломами северо-западного простирания, выделенными И. А. Гаркаленко, В. С. Поповичем и Л. А. Ступак (1969) в докембрийском фундаменте в Северном Причерноморье. Судя по особенностям гравитационного и магнитного полей, эти древние структурные элементы продолжают под более мо-

лодыми метаморфическими и осадочными комплексами через Равнинный Крым, Азовское море и Керченский полуостров далеко к югу, отражаясь в строении меловых и палеоген-неогеновых отложений на Керченском полуострове в виде поперечных коленообразных изгибов изогипс на фоне преобладающего субширотного простираания пород или коротких отрезков поперечных нарушений и обуславливая нередко кулисообразное расположение складок. К этой системе поперечных дислокаций принадлежат также разломы, выделяющиеся по данным электро- и гравиразведки примерно посредине Восточного Сиваша и восточнее Арабатской стрелки (рис. 2), имеющие такую же ориентировку, как и Горностаевский разлом (аз. 320—330°). Все это дает основание считать, что Горностаевский разлом заложился еще в докембрийское (допозднепротерозойское) время и претерпел в последующем длительную и сложную историю развития.

В результате наложения на архей-протерозойский субмеридиональный структурный план более молодых складчатых систем и платформенных структур субширотной ориентировки отдельные фрагменты его были в значительной мере разобщены и вели себя на разных этапах геологической истории различно, подчиняясь особенностям развития этих новообразованных субширотных тектонических зон и частных элементов последних.

В палеозойской эре Горностаевский разлом испытал, по-видимому, интенсивную активизацию, в результате которой западное крыло его было опущено и в дальнейшем длительное время сохраняло тенденцию к погружению. Возможно, что как раз по Горностаевскому разлому проходила восточная граница позднеюрско-раннемелового прогиба, который протягивался из области Горного Крыма в пределы современной юго-западной равнины Керченского полуострова. В палеогеновое время произошла инверсия знака вертикальных движений на этом участке разлома, а в неогене он уже контролировал восточную границу молодого поднятия юго-западной равнины, сформировавшегося на месте мезозойского прогиба и нарастившего в результате альпийского орогенеза восточную оконечность горного сооружения Крыма (Муратов, 1960).

Как видно из вышеизложенного, Горностаевский разлом принадлежит к числу глубинных дислокаций, охватывающих платформы и складчатые области (Шатский, 1948), которые отчетливо выражены также в смежных районах Предкавказья (Успенская, 1965). Характерными особенностями их являются древнее заложение и длительное развитие.

#### Литература

- Альбов С. В. О связи микрокомпонентов в углекислых и сопочных водах и в железорудных месторождениях Керченского полуострова.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5.
- Альбов С. В. Об углекислых и сопочных водах северо-восточной части Керченского полуострова.— Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 5.
- Андрусов Н. И. Геотектоника Керченского полуострова.— Матер. по геологии России, 1893, т. 21.
- Архангельский А. Д., Блохин А. А., Меннер В. В., Осипов С. С., Соколов М. И., Чепиков К. Р. Краткий очерк геологического строения нефтяных месторождений Керченского полуострова.— Тр. ГГРУ, 1930, вып. 13.
- Гаркаленко И. А., Попович В. С., Ступак Л. А. Основные черты структурного плана докембрийского фундамента северного борта Причерноморской впадины.— Геологический ж., 1969, № 3.
- Куришко В. А., Месяц И. А., Тердовидов А. С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова.— Геологический ж., 1968, № 1.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова Госгеолтехиздат, М., 1960.

- Нечаев В. В., Тесленко А. В. Пояс глубинных разломов на границе полевозойской складчатой области и альпийской геосинклинали юга Европейской части СССР.— Геофиз. сб. ИГ АН УССР № 16, 1966.
- Прокопов К. А., Алферов Б. А., Ильин С. И., Гречишкин Л. А. Геолого-разведочные исследования в нефтеносных районах Керченского полуострова в 1926 г. Вып. 1. Изд-во ГГРУ, М., 1931.
- Соболевський Ю. В. Горностаївське проявлення самородної сірки на Керченському півострові. Докл. АН УРСР, сер. Б, 1970, № 9.
- Тесленко А. В., Нецаев В. В. Тектоническая схема Азовского моря.— Сов. геология, 1964, № 9.
- Успенская Н. Ю. Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья и некоторые особенности нефтегазоаккумуляции в ее пределах.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности, «Наука», 1965.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1948, № 5.
- Штернов А. Г. Грязевый вулканизм в свете данных геолого-геохимических исследований Керченского полуострова.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 3.

Трест «Крымнефтегазразведка»

Статья поступила  
6 июля 1971 г

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242.52

А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

## ПРЕДЫСТОРИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В 1971 г. вышла в свет очень интересная монография Н. А. Крылова, освещающая строение и развитие молодых платформ<sup>1</sup>. Она написана очень сжато, но рассматривает все основные вопросы, связанные с данной проблемой. Огромный сравнительный материал, полученный Н. А. Крыловым в результате изучения всех молодых платформ земного шара, позволил ему раскрыть основные закономерности их строения и развития, т. е. внести большой вклад в развитие учения о молодых платформах как части общей фундаментальной теории платформ. Монография построена не по региональному плану. В ней разобраны в исторической последовательности главные моменты развития молодых платформ. Региональный материал используется для аргументации основных теоретических положений, разрабатываемых автором.

Вместе с тем один из вопросов, освещаемых Н. А. Крыловым, а именно предысторию молодых платформ, весьма дискусионен и может быть решен с иных позиций. Его рассмотрению посвящена настоящая статья. Н. А. Крылов в начале главы, посвященной предыстории молодых платформ, совершенно справедливо указывает, что вопрос о границе геосинклинальных формаций фундамента и осадочного платформенного чехла далеко не так прост и ясен, как обычно трактуется в учебных курсах и монографических работах по общей тектонике. Именно та простота, с которой решался вопрос о соотношении геосинклинальных структур с платформенными и фундамента с платформенным чехлом в работах по теоретической тектонике находился в противоречии с данными геолого-геофизических исследований, особенно широко охвативших в последние 20 лет плиты платформ. Это, по-видимому, послужило причиной появления многочисленных тектонических концепций, основанных на методически неверном подходе к расшифровке геологических объектов. Сущность этого подхода заключается в том, что тектонические концепции создавались на основании исследования плохо обнаженных или совсем не обнаженных, а вскрытых только бурением комплексов горных пород, тектоническая природа которых недостаточно ясна. В принципе же ход исследований должен был бы быть обратным: путем сравнительно-тектонического анализа необходимо пытаться найти формационные и структурные аналоги в зонах, тектоническая природа которых в настоящее время является ясной.

Н. А. Крылов указывает, что между окончанием складчатости и гранитного интрузивного магматизма и началом формирования типичного чехла существует значительный разрыв во времени, который он выделяет в качестве переходного этапа. Это положение является одним из основных его аргументов в пользу выделения переходного этапа развития и соответствующего ему класса структур, равнозначных геосинклинальному и платформенному. Однако с этим аргументом согласиться трудно. Как известно, заключительные фазы складчатости на территории молодых платформ были в разных зонах неодновременными. В Джунгаро-Балхашской и Обь-Зайсанской геосинклинальных системах существуют прогибы и впадины, в которых заключительная складчатость имела место после раннего триаса, на Мангышлаке — в конце триаса, в Ейско-Березанском прогибе — после средней юры и т. д. Значительная часть орогенных структур, возникших после главных фаз складчатости, вообще не испытала в дальнейшем резких дислокаций и постепенно сменялась структурами платформенного типа. То же известно и об интрузивном магматизме, который в герцинидах Евразии продолжался в перми и даже в раннем триасе. Для байкалид и каледонид это положение находится в противоречии с данными самого автора, который указывает, что там одновременно сосуществовали геосинклинальные и переходные (по

<sup>1</sup> Н. А. Крылов. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. «Наука», М., 1971.

Н. С. Зайцеву унаследованные и наложенные) прогибы, а внедрение гранитных интрузий происходило в средне- и позднепалеозойское время, т. е. синхронно с развитием переходных структур. Таким образом, по существу «разрыв во времени» не может служить аргументом в пользу выделения этапа переходного развития и соответствующего ему класса структур.

Реальность существования переходного класса структур, по мнению Н. А. Крылова, подтверждается также характером слагающих их формаций, занимающих промежуточное положение между формационными рядами платформ и геосинклиналей. Но ведь и орогенные структуры, которые он включает в геосинклиальный класс, тоже состоят из формаций, промежуточных между геосинклиальными и платформенными. Существование самостоятельной орогенной группы (класса) формаций, отличающейся от геосинклиальной и платформенной, но возникающей при геосинклиальном и платформенном режимах, установлено исследованиями Н. П. Хераскова (1967). Следовательно, этот довод также не подтверждает необходимости выделения переходного класса структур.

В байкалидах и каледонидах к орогенным структурам Н. А. Крылов относит комплексы пород, синхронные главной складчатости, указывая, что они распространены нешироко. Приводимые им примеры собственно орогенных структур не удовлетворяют, однако, предъявляемым к ним критериям. Так, в Центральном Казахстане красноты силура входят в состав наложенных впадин, т. е. образовались после главной складчатости, породы ордовика-силура Шотландии — в состав главного геосинклиального комплекса (Тектоника Евразии..., 1966), т. е. образовались до главной складчатости и т. д. Вообще, если стать на позиции Н. А. Крылова в понимании орогенных структур, то последние в большинстве случаев практически выделить невозможно, поскольку процессы складчатости охватывают чаще всего небольшие отрезки времени и синхронные им комплексы пород на участках проявления данной складчатости отсутствуют.

Орогенные структуры, по Н. А. Крылову, входят в состав геосинклиального класса структур Ж. Обуэна (1967), в то время как переходные отвечают постгеосинклиальным. Следует, однако, заметить, что постгеосинклиальные структуры Ж. Обуэна (1967) и посторогенные Г. Штилле (1964) понимают как постскладчатые или нескладчатые, но не исключают из состава геосинклиального класса. Поэтому сопоставление переходного комплекса пород с постгеосинклиальными образованиями Ж. Обуэна или посторогенными Г. Штилле неправомерно, поскольку их выделение основывается на разных принципах. Первые — на историко-геологическом (преимущественно формационном), вторые — исключительно на структурном.

Вслед за В. Н. Соболевской (1965), Н. А. Крылов считает, что формирование чехла молодых платформ начинается только после прекращения орогенеза в наиболее молодой геосинклиальной складчатой системе данной области. Это положение согласуется, по его данным, с имеющимися материалами по Западной Сибири, где чехол начинается с нижнеюрских отложений, т. е. несколько более древними породами, чем чехол на герцинидах, но более молодыми, чем орогенные породы в последних. С этим положением также трудно согласиться. Во-первых, в платформенный чехол Северо-Германской впадины с байкальским или каледонским фундаментом, по мнению всех исследователей, входят породы нижнего карбона и, вероятно, и более древние образования, т. е. его формирование началось задолго до прекращения формирования орогенных структур герцинид Европы. В северном периклиальном прогибе Урала орогенный комплекс венчают породы верхнего триаса. В то же время аналогичные по возрасту, а возможно, и более древние образования входят в состав платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (Рудкевич и др., 1970). С другой стороны, как указывалось выше, платформенные породы верхнего триаса достаточно широко распространены и в пределах Туранской плиты. Следовательно, фактический материал как раз свидетельствует об обратном. Структуры геосинклиального типа и платформенного типа, особенно на площади герцинид Евразии, достаточно длительно (до двух-трех периодов) сосуществуют.

В пользу выделения структур переходного класса свидетельствует, по мнению Н. А. Крылова, и приблизительная одновременность начала формирования типичного платформенного чехла в пределах одной плиты, даже в тех случаях, когда ее фундамент образован различными по возрасту складчатыми системами. Фактический материал, однако, свидетельствует об обратном. Практически на территории любой из плит типичный платформенный чехол начинает формироваться разновременно. Так, на территории Туранской плиты в районах предгорий Гиссара и обрамления Ферганской впадины типичные платформенные образования начинаются с верхнего триаса, на большей части территории Устюрта и Каракумов — со средней юры, на площади Карабогазского свода и Центральных Кызылкумов — с мела, по периферии Южного Урала — с верхнего мела и палеогена и т. д. Аналогичная картина разновозрастности основания платформенного чехла наблюдается и на других плитах древних и молодых платформ.

Н. А. Крылов указывает, что заключительная фаза складчатости в герцинидах произошла неодновременно во всех зонах, но повсеместно в промежутке от конца позднекаменноугольного до первой половины раннепермского времени. Это утверждение требует существенной корректуры. В Западной и Центральной Европе имеется

значительное число орогенных прогибов и впадин, развитие которых завершили процессы судетской складчатости (конец раннекаменноугольного времени). Они известны на площадях Центрального Французского, Армориканского массивов, Шварцвальда и Вогез (Штилле, 1964). Субварисскийские прогибы замкнулись в результате астурийской складчатости (граница вестфальского и стефанского веков). В то же время в Предуральском краевом прогибе, в орогенных прогибах и впадинах Джунгаро-Балхашской и Обь-Зайсанской геосинклинальных системах складчатость имела место на границе раннего и среднего триаса, в Мангышлакском прогибе, Северном периклиналильном прогибе Урала — в конце позднего триаса, а в Ейско-Березанском прогибе Западного Предкавказья — в послесреднеюрское время. Таким образом, заключительные фазы складчатости в герцинидах отмечались в значительно более растянутом отрезке геологического времени, чем пишет Н. А. Крылов, — от конца нижнекаменноугольной эпохи вплоть до средней юры.

Приведенные материалы показывают, что по существу никакого разрыва во времени между окончанием формирования орогенных структур и становлением платформенных не существует. Поэтому представляется значительно более рациональным развитие второго направления в понимании переходных структур и соответствующего им этапа. Это направление разрабатывается В. С. Князевым (1969). Согласно ему, орогенные и переходные структуры сосуществуют во времени. Первые распространены в складчатых системах, сложены комплексами пород, претерпевшими складчатость и метаморфизм, и должны включаться в состав фундамента. Вторые приурочены к территориям плит. Слагающие переходные структуры комплексы пород не затронуты складчатостью и неметаморфизованы. В формационном же отношении комплексы пород орогенных и переходных структур не имеют существенных отличий. Следует прежде всего отметить, что орогенные нескладчатые и неметаморфизованные породы достаточно широко распространены и в складчатых обрамлениях плит. Например, породы карбона и перми Внутрисудетской впадины, Заальского прогиба, большей части Северо-Балхашской впадины и т. д. и, напротив, складчатые достаточно уплотненные породы пермо-триаса известны на территории плит (Мангышлакский, Банди-Туркестанский прогибы, Тюратамская впадина и т. д.).

Переходные структуры В. С. Князева по существу отвечают посторогенным структурам Г. Штилле или постгеосинклинальным Ж. Обуэна. Однако тектоническая классификация, основанная исключительно на анализе деформаций и сопутствующего им метаморфизма, не позволяет раскрыть режим развития данной структуры. Складчатость является наложенным процессом, который обычно сопутствует геосинклинальному режиму, но иногда проявляется и в платформенных условиях. Поэтому выделение структур, сложенных нескладчатыми орогенными формациями, в самостоятельный класс, равноценный геосинклинальному и платформенному, представляется неправомерным. При таком подходе историко-геологическая основа развития остается нераскрытой. Более целесообразно орогенные формации, не затронутые складчатостью, выделять под названием эпигеосинклинального нескладчатого комплекса, а сложенные ими структуры вслед за Г. Штилле, Н. П. Херасковым и Ж. Обуэном включать в состав геосинклинального класса.

Многие трудности в проблеме перехода от геосинклинальных структур к платформенным и соотношения фундамента с платформенным чехлом могут быть сняты, если отдавать себе отчет в том, что определенные формации и складчатость не всегда строго взаимосвязаны между собой. Поэтому в геосинклинальных областях могут иногда встречаться нескладчатые комплексы пород, в то время как платформенные отложения в некоторых случаях могут быть переработаны альпийской складчатостью. В то же время выделение фундамента должно быть основано на структурно-магматическом подходе (Шлезингер, 1971). Следовательно, в состав фундамента помимо геосинклинальных образований могут входить кристаллические породы, образование которых обусловлено не геосинклинальным развитием, и складчатые платформенные породы, а в состав чехла — нескладчатые геосинклинальные и орогенные формации. Фундамент и чехол в этом случае будут объединять гетерогенные в формационном отношении комплексы пород, но зато будут отличаться четкими резкими границами, легко прослеживаемыми при геолого-геофизических исследованиях. Практически на территории плит платформ приходится всегда иметь дело с гетерогенным фундаментом и чехлом. Первый из них некоторые геологи называют «техническим» (О деятельности..., 1971).

## Литература

- Князев В. С. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития) в связи с проблемой нефтегазоносности. Автореф. дис. М., 1969 (МИНХ и ГП).
- О деятельности геологических секций Московского общества испытателей природы. Геологическая секция. Хроника. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 46, вып. 3, 1971.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. «Мир», М., 1967.
- Рудкевич М. Я., Бочкарев В. С., Максимов Е. М., Тимофеев А. А. Основ-

- ные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты.— Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геологоразвед. нефт. ин-та, 1970, вып. 28.
- Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности (материалы по проблемам тектоники в Москве). «Наука», М., 1965.
- Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5.000.000). М., «Наука», 1966.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избранные труды. М., «Наука», 1967.
- Шлезингер А. Е. Общие принципы выделения фундамента и чехла и соотношение с ними «переходных» структурных ярусов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 2.
- Штилле Г. Варисийское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избр. труды. М., «Мир», 1967.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
14 октября 1971 г.





## ХРОНИКА

УДК 551.24(476) (063)

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА  
(ПЕРВОЕ БЕЛОРУССКОЕ РЕСПУБЛИКАНСКОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ  
СОВЕЩАНИЕ)

17—19 октября 1972 г. в Гомеле состоялось Первое Белорусское республиканское тектоническое совещание «Проблемы тектоники Припятского прогиба», проведенное по инициативе Управления геологии при Совете Министров БССР, объединения «Белорусьнефть», Института геохимии и геофизики Академии наук БССР, Белорусского научно-исследовательского геологоразведочного института, секции тектоники Белоруссии и Прибалтики Тектонического комитета, Белорусского республиканского правления НТО «Горное» и Белорусского республиканского правления НТО нефтяной и газовой промышленности.

В совещании приняли участие более 250 представителей от 30 научно-исследовательских и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Минска, Гомеля, Речицы, Мозыря, Киева, Чернигова, Львова, Харькова, Полтавы, Вильнюса, Калининграда и других городов.

На совещании был заслушан 21 доклад, в которых освещены следующие основные вопросы.

1. Тектоническое положение Припятского прогиба в структуре запада Русской плиты и Сарматско-Туранского линеймента и его соотношение с сопредельными структурами (Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг, М. В. Чирвинская и др.).

2. Проблемы структурного районирования Припятского прогиба по подсоловым, межсоловым и верхнесолоносным отложениям, вопросы соотношения их структурных планов между собой и с неотектоническими структурами (Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг, Г. И. Морозов, В. Н. Макаревич, В. С. Конищев, В. И. Гридин и др.).

3. История тектонического развития прогиба и палеотектонические факторы образования его формаций (З. А. Горелик, Р. Е. Айзберг, В. З. Кислик, В. Б. Окушко и др.).

4. Тектоника и нефтегазоносность Припятского прогиба (А. И. Кононов, И. П. Карасев, И. Е. Котельников, В. А. Аввакумов, Г. И. Морозов, А. М. Сапентьев и др.).

5. Методика и результаты геофизических исследований (А. Н. Брусенцов, И. Д. Кудрявец, С. Ф. Прохоров, Г. А. Некрасов, Ю. А. Федотов, С. В. Клушин, К. И. Левашов и др.).

6. Проблема рифогенных структур в Припятском прогибе (В. А. Богоино, С. П. Микущин, К. В. Фомкин).

7. Тектонические и термогидродинамические факторы образования Припятской водонапорной нефтегазоносной системы и нефтяных месторождений (А. П. Лавров, Л. И. Шаповал, М. А. Рынский, В. В. Панов и др.).

8. Опыт моделирования на ЭВМ процессов поиска нефтяных структур по тектоническим признакам (Г. И. Каратаев, В. И. Карасева и др.).

9. Формации, строение фундамента и верхнедевонские вулканы Припятского прогиба (Б. В. Бондаренко, А. М. Пап, В. П. Корзун).

В обсуждении докладов приняли участие Г. Е. Рябухин, А. Н. Шарданов, А. Я. Дубинский, А. Е. Шлезингер, И. И. Кожевников и др.

В настоящее время по количеству скважин, вскрывших породы фундамента (около 120) и подсолового ложа (более 310), по геолого-геофизической изученности Припятский прогиб является уникальным среди структур типа авлакогенов и среди областей с широким развитием соляной тектоники. Являясь частью Днепровско-Донецкого авлакогена, Припятский прогиб в отношении строения подсолового ложа может служить опорным объектом при сравнительно-тектонических исследованиях с остальными районами авлакогена. В пределах Припятского прогиба наилучшим образом могут быть решены вопросы взаимоотношения структур подсолового ложа и соляных.

структур, происхождения некоторых типов соляных структур, их связи с разломами и ряд других проблем соляного тектогенеза. Припятский прогиб является наиболее изученным примером авлакогена, возникшего в герцинский этап развития Русской плиты. Предположение о рифтогенной природе Сарматско-Туранского линейного элемента земной коры, куда входит и Припятский прогиб, делает важным изучение последнего с точки зрения возможности обнаружения древних аналогов современных рифтовых поясов и зон, а также особенностей их строения, развития и типизации. В Припятском прогибе обнаружены крупные месторождения калийных солей, нефти, горючих сланцев и других полезных ископаемых. Учитывая большое значение Припятского прогиба для теоретической и практической тектоники Белоруссии, было решено Первое республиканское тектоническое совещание посвятить проблемам тектоники Припятского прогиба.

В результате выполненных в последние годы геолого-геофизических работ установлено очень сложное строение Припятского прогиба, причем существующая методика исследований не позволяет на ряде участков прогиба прийти к однозначным выводам об их строении. Это привело к появлению нескольких точек зрения о строении поверхности фундамента и подсолевого ложа Припятского прогиба.

Одни исследователи рассматривают прогиб как сложную структуру, которая субширотными протяженными разломами разбита на ряд ступеней, разделенных диагональными и субмеридиональными разрывами на блоки меньшего размера. Другие геологи выделяют в прогибе систему субширотно вытянутых сопряженных валов и депрессий, которые осложнены разрывными нарушениями. Некоторые исследователи считают, что в Припятском прогибе выделяется система субширотных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, осложненных структурами более мелких порядков. Наконец, значительная группа геологов по поверхности подсольевых отложений выделяет как блоковые структуры (степени, горсты, грабены), так и существенно пликативные (зоны приразломных поднятий и опусканий, антиклинали, гемиянтиклинали, структурные носы).

Как показало совещание, в последнее время намечается определенное сближение различных точек зрения о строении подсольевых образований Припятского прогиба. Практически все исследователи, придерживающиеся взгляда о блоковом строении прогиба, наряду с блоковыми структурами, выделяют пликативные и, наоборот, сторонники ведущей роли пликативных дислокаций в тектонике прогиба отводят значительную роль разломам. Нередко споры сводятся по существу к терминологическим разногласиям.

Выявляется различие в строении подсольевых и межсольевых отложений, причем в последних усиливается роль пликативных дислокаций (за счет соляного тектогенеза в нижней соленосной толще, ее выщелачивания, рифогенных построек и неравномерного размыва межсольевых отложений). Взгляды исследователей о строении межсольевых отложений в настоящее время весьма близки. Структурное районирование по поверхности верхних соленосных отложений разногласий не вызывает. Здесь выделяются соляные валы и сопряженные с ними депрессии.

В целом Припятский прогиб характеризуется по подсольевым отложениям пликативно-блоковой тектоникой, по межсольевым — блоково-пликативной и по верхнесольевым — существенно пликативной.

Совещание приняло решение об усилении исследований в южной, центральной и северо-западной наименее изученных частях Припятского прогиба; о необходимости выявления структур раннего этапа развития прогиба (предливенского и предворонежского времени); об активизации детальных комплексных геолого-геофизических работ для изучения строения приразломных зон и особенно опущенных по разломам крыльев; о необходимости поисков и выяснения закономерностей распространения малоамплитудных локальных поднятий, особенно на участках, примыкающих к внешним крыльям зон приразломных опусканий; об усилении поисков рифогенных структур в межсольевых отложениях; о целесообразности проведения глубинного сейсмического зондирования и т. д. Секции тектоники Белоруссии и Прибалтики предложено приступить к созданию регионального тектонического словаря. Исходя из особенностей тектоники Припятского прогиба, были намечены главные направления поисковых и разведочных работ на нефть и газ. Сделан ряд других конкретных рекомендаций, необходимых для скорейшего разрешения спорных вопросов тектоники Припятского прогиба.

*Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг*

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

**Адрес редакции:**

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР**

**Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

**ОПЕЧАТКА**

В статье И. П. Гамкредидзе, опубликованной в № 6 журнала за 1972 год обнаружена опечатка:

Напечатано  
Стр. 46, 5 строка снизу 3500

Следует читать  
35 000

Технический редактор *Е. А. Проценко*

---

Сдано в набор 5/III-1973 г. Т-04846. Подписано к печати 27/IV-1973 г. Тираж 1890 экз.  
Зак. 5408. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,3.

---

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

В 312  
БАБИЛОВА 31 И 1 КВ 92  
ДУШАРОВСКОМУ Д И  
Цена 1 р. 20 к.  
70228  
1-12

Индекс  
70228

## ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовятся к печати книги:

### НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ. 11 л. 1 р. 10 к.

Сборник содержит статьи об итогах новых исследований земной коры в Атлантическом и Индийском океанах и обобщающие материалы о строении и развитии земной коры в Средиземном, Черном и Каспийском морях. Характеризуются сведения о глубинах очагов магмообразования под океаническими рифтовыми зонами и под островными дугами по материалам термометрических исследований. Приводятся данные сравнительного изучения ряда сейсмических параметров, статистические характеристики магнитного поля и результаты магнитно-теллурических исследований земной коры и верхней мантии.

Книга рассчитана на геофизиков и геологов.

### ОГАРИНОВ И. С. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЙОНИ- РОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНОГО УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬ- НЫХ ТЕРРИТОРИЙ. 8 л. 80 к.

В работе рассматривается один из вариантов строения поверхности Мохоровичича Урала и сопредельных территорий. Обосновывается глыбово-блоковое строение и наличие «корней гор» для Уральской складчатой области. Выделены секущие Урала тектонические зоны предполагаемых глубинных разломов, обосновывается место заложения сверхглубокой скважины на Урале.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117463 МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

### АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

